

GEOLOGISCHE
UND ERZPETROGRAPHISCHE
UNTERSUCHUNGEN DER MANGANERZE
DES POSTMASBURGFELDES,
NÖRDLICHE KAPPROVINZ, SÜDAFRIKA

Esther von Plehwe-Leisen



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547928_0003

GEOLOGISCHE UND ERZPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN
DER MANGANERZE DES POSTMASBURGFELDES, NÖRDLICHE KAPPROVINZ,
SÜDAFRIKA

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DES DOKTORGRADES
DER
FAKULTÄT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN
DER
LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT
MÜNCHEN

VORGELEGT
VON
ESTHER VON PLEHWE-LEISEN
MÜNCHEN 1985

1. Berichterstatter: Prof.Dr.D.D.Klemm
2. Berichterstatter: Prof.Dr.R.Höll

Tag der mündlichen Prüfung: 11.6.86

DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit wurde von Prof. Dr. D.D. Klemm angeregt und betreut. Für seine Diskussionsbereitschaft und Hilfe möchte ich mich herzlich bedanken.

Herr Prof. Dr. G. Frenzel erleichterte mir durch die Bereitstellung von Vergleichsschliffen und seine freundlichen Ratschläge den Einstieg in die Erzmikroskopie der Manganminerale.

Herr Prof. Dr. H.-J. Born und Herr Prof. Dr. K.L. Weiner ermöglichten mir die Benutzung der Guinniermeßkammern ihrer Institute. Sie waren stets zu Diskussionen und zur Beantwortung von Fragen bereit.

Herr Prof. Dr. E.F. Stumpfl in Leoben (Österreich) stellte die Mikrosondeneinrichtung seines Institutes für Messungen an den Hauptmanganphasen zur Verfügung.

Herr Dr. F. Söllner half mir bei der Bestimmung der Dünnschliffe.

Allen genannten Herren sei vielmals für ihre Mühe gedankt.

Die finanzielle Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft ermöglichte mir die Untersuchungen im Gelände und die anschließende Ausarbeitung. Hierfür möchte ich mich herzlich bedanken.

Während meines Geländeaufenthaltes in Südafrika wurde mir seitens der Firmen AMMOSAL, SAMANCOR, ISCOR und Rand Mines große Hilfe zuteil.

Die Mine Beeshoek (AMMOSAL) erleichterte mir durch ihre Gastfreundschaft den Auslandsaufenthalt. Ihrem Manager Mr. Duwenhagen sei ebenso gedankt wie dem Minengeologen W. Grobbelaar, der immer für Fragen und Diskussionen zur Verfügung stand.

Weiter möchte ich mich auch bei den Geologen A. van Westhuizen (Rand Mines), R. Arnot (SAMANCOR) und J. Oosthuizen (ISCOR) für die Einführung in die Lagerstätten bedanken.

Darüber hinaus bin ich allen Mitarbeitern und Kollegen des Institutes für Diskussionen, Interesse und Hilfe dankbar.

Nicht zuletzt schulde ich auch meinen Eltern, meinem Mann und meinen Freunden Dank.

ZUSAMMENFASSUNG

Die präkambrischen Manganerzlagertstätten des Postmasburg Manganfeldes in der Nordkap-Provinz (Südafrika) wurden geologisch und erzpetrographisch untersucht.

In Übereinstimmung mit dem Geländebefund wird für den Maremanedom und die Aucampsrus-Turner-Aufwölbung eine geologische Sonderentwicklung postuliert, die von der allgemeinen Ausbildung der Griqualand West Abfolge abweicht. Neben der bekannten Erosionsdiskordanz am Ende der Asbestos Hills Zeit wird eine zweite zwischen der Ablagerung des Fairfield Dolomits (Campbell Gruppe) und der Asbestos Hills Eisenformation eingeführt. Erstere bedingte die Manganvererzungen des West-, letztere die des Ostgürtels. Die Entstehung des Gemischten Erztyps wird von beiden Erosionsperioden berührt.

Für den Lagerstättenbereich des Westgürtels wird aufgrund seiner Sedimentationsgeschichte eine wesentlich längere Erosionsphase als für den des Ostgürtels und des Gemischten Typs gefordert und dies mit einer Inselsituation erklärt.

Die Ausbildung der einzelnen Vererzungstypen wird beschrieben und eine stratigraphische Einordnung der erzführenden Horizonte anhand der Geländeuntersuchungen vorgenommen. Die Erze des Ostgürtels werden wegen ihrer stratigraphischen Position unter Asbestos Hills Ablagerungen als vor-, bzw. früh-Asbestos Hills eingestuft. Die des Westgürtels lagern über dem basalen Konglomerat der Gamagara Shale Formation und unter den Gamagara Quarziten und sind so als Gamagara Bildungen anzusprechen. Im Bereich des Gemischten Typs werden die erzführenden Tonschiefer anhand der Geländestudien und entgegen der herrschenden Meinung verschiedenen stratigraphischen Niveaus zugeordnet. Man muß manganführende Horizonte mit prä Asbestos Hills Alter von solchen mit Asbestos Hills und Gamagara Alter unterscheiden.

Für alle drei Lagerstättentypen wird die Ablagerung der Erze und ihrer Begleitgesteine schematisch dargestellt und so verdeutlicht.

Eingehende erzpetrographische Untersuchungen an den Erzen aller drei Typen und des Vorkommens von Rooinekke erbrachten eine Klä-

rung des Mineralbestandes und der Verwachsungsgefüge. Er werden die Minerale Braunit, Bixbyit, Hausmannit, Jakobsit, Hämatit, Lithiophorit, Glieder der Psilomelan-Manganomelan-Familie und Manganit unterschieden und ihre Verwachsungen beschrieben. Die Ergebnisse der erzpetrographischen Untersuchungen sind darüber hinaus durch eine detaillierte Photodokumentation belegt.

Für alle Erztypen werden Entwicklungsreihen aufgestellt, die die Veränderungen des Stoffbestandes von der Diagenese bis zu den Umwandlungen bei beginnender Metamorphose und in der Verwitterungszone zeigen.

Erstmals kann das Auftreten von Braunit mit unterschiedlichen Eisengehalten im Postmasburg Manganfeld beschrieben werden. Die Verwachsungsgefüge beider Modifikationen werden anhand von Photos gezeigt und genetisch gedeutet.

Die Ausbildung von Braunit (hier: $\leq 5\%$ FeO), Bixbyit (hier $\leq 16\%$ FeO) oder Jakobsit (hier $>60\%$ FeO) wird nicht, wie in der Literatur üblich, als Anzeiger für die Höhe der metamorphen Überprägung sondern als Frage des zur Verfügung stehenden Eisengehaltes der Sedimente verstanden.

Die Bestimmung der Illitkristallinität der den Erzen zwischengelagerten Tonschiefer ergab eine Überprägung der Lagerstätten, die im Grenzbereich der Anchi- zur Epizone anzusetzen ist. Zu demselben Ergebnis führte auch der Vergleich der Stabilitätsbereiche der Tonschieferminerale und der Gangartminerale in den Erzen.

Bei der Klärung der Lagerstättenentwicklung werden erstmalig die Mechanismen der Lagerstättenbildung in Karstgebieten zu Grunde gelegt. Diese stellen zusammen mit der Atmosphären- und Hydrosphärenentwicklung im Präkambrium entscheidende Faktoren für das Verständnis der Erzgenese dar. So werden unter Berücksichtigung des geochemischen Verhaltens von Mangan und der Möglichkeit biogener Erzfüllung Genesemodelle für alle drei Erztypen entwickelt.

Die Vorkommen des Ostgürtels und der liegenden Teile des Westgürtels und des Gemischten Typs werden aufgrund der beschriebenen Untersuchungen als reine Karstvererzungen angesehen. Manganhaltige Karstresidualschlämme bauen zusammen mit den Decken und Wänden der Karstsysteme sowie den ungelösten Relikten des verkarsteten Dolo-

mits und Karsttonen die Erze auf. Voraussetzung zur Erzbildung sind die manganreichen zur Verkarstung anstehenden Dolomitgesteine.

Für die Manganerze des Westgürtels werden aufgrund der Geländeuntersuchungen zwei Erzbildungsprozesse postuliert und so die liegenden Karsterze von den hangenden Gamagara-Tonschiefererzen unterschieden. Letzteren wird eine synsedimentäre Erzgenese zugeschrieben. Die Erzgehalte stammen aus dem Transvaalozean, wohin sie nach kontinentaler Verwitterung transportiert wurden.

Die hangenden Tonschiefererze des Gemischten Typs werden anhand ihrer stratigraphischen Position und entgegen dem herkömmlichen Genesemodell zwei Bildungsperioden zugeordnet. Die Mangantonschiefer der Asbestos Hills Zeit werden als Aufarbeitung manganhaltiger Dolomite im Gezeitenbereich bei beginnender Transgression des Transvaalmeeres auf den Maremanedom erklärt, während die jüngeren vererzten Gamagara-Tonschiefer den hangenden Erzen des Westgürtels gleichzusetzen sind.

Die Möglichkeit und Auswirkungen biogener Erzfällung werden diskutiert, können aber wegen fehlender organogener Relikte nicht abschließend geklärt werden.

Alle Erztypen zeigen bei wachsender Auflast Um- und Sammelkristallisationen, deren letzter Schritt die Ausbildung großer Braunit-, Bixbyit-, Hausmannit- und Jakobsitidioblasten und strahliger Braunitaggregate ist. In der Verwitterungszone werden die Erze mehr oder weniger vollständig zu Mangan ^{IV}-Oxiden oxidiert.

ABSTRACT

The Precambrian manganese deposits of the Postmasburg Manganese Field in the Northern Cape Province (South Africa) were geologically and ore-petrographically studied.

In correspondence with the field data a special geological history is postulated for the Maremane Dome and the Aucampsrust-Turner-Updoming, which differs from the normal development of the Griqualand West Sequence. In addition to the known erosional disconformity at the end of Asbestos Hills time an other one is introduced between the sedimentation of the Fairfield Dolomite (Campbell Group) and the Asbestos Hills Banded Iron Formation.

The first one mentioned resulted in the manganese mineralizations of the Western , the latter in those of the Eastern Belt. The origin of the Mixed Ore Type is affected by both erosional periods. Because of its sedimentological history a much longer erosional phase is required for the depositional area of the Western Belt than for that of the Eastern Belt and the Mixed Type. This is explained by an island-situation.

The different ore types are described and a stratigraphic classification of the ore horizons is made in accordance with the field observations. The ores of the Eastern Belt are grouped as pre- respectively early- Asbestos Hills because of their stratigraphic position underneath Asbestos Hills sediments. Those of the Western Belt lie over the basal conglomerate of the Gamagara Shale Formation and beneath the Gamagara Quartzites and thus are consequently classified as Gamagara sediments. Based on field data the ore-bearing shales in the area of the Mixed Type are grouped within several different stratigraphical horizons. This is in contrast to the present doctrine. Manganese-bearing sediments of pre-Asbestos Hills age have to be distinguished from those of Asbestos Hills and Gamagara age.

The sedimentation of the ores and host rocks of all three types of deposits is schematically shown and illustrated.

Detailed ore- petrographical investigations of all ore types and also of the Rooinekke ore deposit led to an clarification of the

mineral assemblages and their intergrowths. The minerals braunite, bixbyite, hausmannite, jacobsonite, hematite, lithiophorite, members of the psilomelane-manganomelane-family and manganite are distinguished and their intergrowths are described. The results of the ore-petrographical investigations are supported by detailed photo-documentation.

The different formational stages of each ore type are illustrated, showing the change of mineral assemblages from diagenesis to the alterations of beginning metamorphism and the weathering zone.

In the Postmasburg Manganese Field the presence of braunite with varying iron contents is observed for the first time. The intergrowths of the different modifications are shown on photos and genetically interpreted.

The formation of braunite ($\leq 5\%$ FeO), bixbyite ($\leq 16\%$ FeO) and jacobsonite ($> 60\%$ FeO) is not regarded to indicate the grade of metamorphism - as in literature- but rather as a question of the available iron supply during sedimentation, diagenesis and beginning metamorphism.

The determination of the illite- crystallinity in the shales intercalated in the ores showed a grade of alteration between anchizone and epizone. The same result is reached by comparing the stability fields of the shale minerals and of the non-opaque minerals within the ores.

To explain the developments of the deposits the mechanisms of intra-karstic ore formation are introduced for the first time. Together with the atmospherical and hydrospherical evolution of the Precambrian they are important factors for the understanding of the ore genesis. Models for the genesis of all three ore types are developed considering the geochemical behavior of manganese and also the possibility of biogenic ore precipitation.

According to the investigations the deposits of the Eastern Belt and of the lying part of the Western Belt and the Mixed Type are classified as exclusively intra-karstic mineralizations. The ore bodies consist of manganese-rich karstic oozes as well as parts of the ceilings and walls of the karst systems and insoluble relics of the dolomite and karst shales. Prerequisite for the ore genesis

are the manganese-rich dolomite rocks which undergo karst processes.

According to the field observations two ore-forming processes are postulated for the manganese ores of the Western Belt. The lying karst-ores are distinguished from the hanging Gamagara Shale ores for which a synsedimentary ore genesis is assumed. Continental runoff and the Transvaal ocean are supposed to be the source of the ore contents.

Because of their stratigraphic position the hanging shale ores are ascribed - contrary to the present genetical models - to two separate formation periods. The manganese-bearing shales of Asbestos Hills time are explained as reworking products of manganese-rich dolomites in the tidal area during the beginning transgression of the Transvaal ocean over the Maremane Dome. The younger mineralized Gamagara Shales are interpreted as an equivalent of the hanging ores of the Western Belt.

The possibility and effects of biogenic ore deposition are discussed. Since organic relics are lacking, however, a final statement cannot be made.

With increasing sediment cover, all ore types show recrystallization and collective crystallization, culminating in the formation of large braunite-, bixbyite-, hausmannite- and jacobsite-idrioblasts and radiating braunite aggregates. In the weathering zone the ores are more or less completely oxidized to Mn^{IV} -oxides. ■

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. <u>Einführung</u>	1
1.1. Ziele der Arbeit.....	2
1.2. Geologische Übersicht.....	2
1.2.1. Die Entwicklung des Transvaalbeckens in der Nordkap-Provinz: die Griqualand West Abfolge.....	2
1.3. Die Geländearbeit.....	5
1.4. Zusammenfassung der Literatur über das Postmas- burg Manganfeld.....	7
2. <u>Beschreibung der Manganvererzungen des Postmas- burgfeldes</u>	10
2.1. Die Spezialentwicklung auf dem Maremanedom.....	10
2.2. Das Postmasburg Manganfeld.....	12
2.2.1. Der Ostgürtel.....	12
2.2.1.1. Geographische Lage.....	12
2.2.1.2. Geologische Entwicklung.....	12
2.2.1.3. Beschreibung der Erze.....	14
2.2.2. Der Westgürtel.....	16
2.2.2.1. Geographische Lage.....	16
2.2.2.2. Geologische Entwicklung.....	16
2.2.2.3. Beschreibung der Erze.....	18
2.2.3. Der Gemischte Erztyp.....	21
2.2.3.1. Geographische Lage.....	21
2.2.3.2. Problematik der vererzten Tonschiefer.....	21
2.3. Die Erzvorkommen von Rooinekke.....	23
3. <u>Mikroskopische Untersuchung der Erze</u>	26
3.1. Die Erze des östlichen Vererzungstyps.....	26
3.1.1. Die Erzgefüge.....	26
3.1.2. Der Mineralbestand und seine Verwachsungen.....	28
3.2. Die Erze des Westlichen Vererzungstyps.....	36
3.2.1. Die Erzgefüge.....	36
3.2.2. Die Mikrokonkretionen.....	38
3.2.3. Der Mineralbestand und seine Verwachsungen.....	40
3.3. Die Erze des Gemischten Typs.....	55
3.3.1. Die Erzgefüge.....	55
3.3.2. Der Mineralbestand und seine Verwachsungen.....	57

	Seite
3.4.	Die Erze von Rooinekké..... 61
3.4.1.	Die Erzgefüge..... 61
3.4.2.	Der Mineralbestand und seine Verwachsungen..... 62
3.5.	Herkunft der abgebildeten Erzanschliffe..... 68a
4.	<u>Bestimmung des Metamorphosegrades der Erzvor-</u> <u>kommen</u> 69
4.1.	Die Tonschiefer..... 69
4.1.1.	Röntgendiffraktometermessungen..... 69
4.1.2.	Dünnschliffmikroskopie..... 73
4.1.3.	Weitere Minerale, über deren Vorkommen in der Literatur berichtet wird..... 75
4.1.4.	Zusammenfassung der Ergebnisse..... 76
5.	<u>Zusätzliche Untersuchungen</u> 78
5.1.	Untersuchungen mit der Guinnier-Meßkammer..... 78
5.2.	Untersuchungen mit der Mikrosonde..... 79
5.3.	Untersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop. 83
6.	<u>Die Atmosphäre und Hydrosphäre des Präkambriums..</u> 84
6.1.	Die Atmosphäre..... 84
6.2.	Die Hydrosphäre..... 86
6.3.	Die Atmosphäre und Hydrosphäre zur Zeit der Ent- stehung der Erze des Postmasburg Manganfeldes.... 87
6.4.	Zusammenfassung der Bedingungen zur Bildungszeit der Griquatown und Postmasburg Gruppen..... 89
7.	<u>Manganerzlagerstätten in Karstgebieten</u> 90
7.1.	Das Karstmodell..... 90
7.2.	Das Postmasburgerzfeld..... 92
7.2.1.	Die Erze des Ostgürtels..... 93
7.2.2.	Die Erze des Westgürtels..... 95
7.2.3.	Die Erze des Gemischten Typs..... 95
8.	<u>Begleitende Literaturstudien und ihre Anwendung..</u> 96
8.1.	Die Geochemie des Mangans..... 96
8.2.	Manganfällung durch Organismen..... 99
8.3.	Lagerstättensystematik..... 100
9.	<u>Erarbeitete Genesemodelle der einzelnen Lager-</u> <u>stättentypen des Postmasburggebietes</u> 102
9.1.	Genesemodell der Manganerze des Ostgürtels..... 102

	Seite
9.1.1. Entstehung des Karstsystems und Herkunft der Erze.....	102
9.1.2. Ablagerung der Erze.....	103
9.1.3. Veränderungen während Diagenese und Anchimetamorphose.....	106
9.1.4. Oxidation der Erze.....	107
9.1.5. Möglichkeiten der organischen Erzfällung.....	107
9.2. Genesemodell der Manganerze des Westgürtels.....	108
9.2.1. Entstehung der liegenden Karsterze.....	109
9.2.2. Herkunft der hangenden Erze.....	110
9.2.3. Ablagerung der hangenden Erze.....	110
9.2.4. Veränderungen während Diagenese und Anchimetamorphose.....	113
9.2.5. Oxidation der Erze.....	115
9.2.6. Möglichkeiten der organischen Erzfällung.....	115
9.3. Genesemodell der Manganerze des Gemischten Typs..	116
9.3.1. Bildung der liegenden Wolhaarkoperze.....	117
9.3.2. Bildung der Tonschiefererze.....	117
9.4. Genese der Erze von Rooinekke.....	118
9.4.1. Veränderungen während Diagenese und Anchimetamorphose.....	120
9.4.2. Oxidation der Erze.....	120
Literaturverzeichnis.....	121

1. Einführung

Die Manganvorkommen des Postmasburg-Manganfeldes liegen im Norden der Nordkap-Provinz der Republik Südafrika. (Abb. 1.1)



Abb. 1.1 Lage des Arbeitsgebiets.

Es werden 3 Vererzungstypen unterschieden: der östliche und der westliche Vererzungsgürtel sowie die Erze des Gemischten Typs. Bei allen drei Typen handelt es sich um Mangan-vererzte Ablagerungen in präkambrischen Karstsystemen. Die Manganerze des Ostgürtels stellen die ältesten Vererzungen dar und treten in einer silikatischen Brekzie (Wolhaarkop Brekzie) und zwischenlagernden Tonschieferlinsen auf. Die des Westgürtels sind stratigraphisch jünger und finden sich gebunden an Tonschiefer (v.a. Gamagara Tonschiefer). Bei den Vorkommen des Gemischten Typs handelt es sich um Erzmineralisationen sowohl in der Wolhaarkop Brekzie als auch in zwischengeschalteten und überlagernden Tonschieferhorizonten unterschiedlichen Alters.

Seit ihrer Entdeckung im Jahre 1922 erschienen mehrere Untersuchungen meist südafrikanischer aber auch deutscher Wissenschaftler über den Aufbau und die Genese der Lagerstätten. Hierbei wurde die mikroskopische Ausbildung der Erze, ihre Mineralparagenesen sowie die Mineral-

verwachsungen, ausschließlich am Rande behandelt.

Nur SCHNEIDERHÖHN (1931) veröffentlichte eine ausführliche erzpetrographische Studie der Postmasburgerze.

Der stratigraphische Aufbau der erzführenden Region ist bis heute noch nicht abschließend geklärt. Ebenso existieren über die Genese der Lagerstätten unterschiedliche Theorien.

1.1. Ziele der Arbeit

Aufgaben der vorliegenden Arbeit waren:

1. die Beschreibung der einzelnen Erztypen und eine Analyse der Erzentwicklung anhand erzpetrographischer Untersuchungen
2. Studien zur paläogeographischen Lage der Bildungsräume und zu den Bildungsbedingungen im Präkambrium
3. die Erarbeitung des Umwandlungsgrades der Lagerstätten mit Hilfe einer Analyse des Nebengesteins
4. die Erstellung von Modellen für die Genese der einzelnen Lagerstättentypen des Postmasburggebietes.

1.2. Geologische Übersicht

Abgesehen von tertiärer und quartärer Überdeckung gehören die Gesteine des Arbeitsgebietes der Griqualand West Abfolge an. Es handelt sich dabei um sedimentäre Einheiten mit magmatischen Einschaltungen, die im Transvaalbecken auf dem Kapvaal Kraton abgelagert wurden. (Abb. 1.2)

Bei der stratigraphischen Einteilung des Transvaalkomplexes herrscht noch immer große Unübersichtlichkeit durch mehrere, parallel laufende Stratigraphien, die durch jeweils andere Namen und andere Unterteilungen die Übersicht stark erschweren. In der vorliegenden Arbeit finden die Empfehlungen des südafrikanischen Komitees für Stratigraphie (SACS) von 1980 Anwendung. (s. Abb. 1.3)

1.2.1. Die Entwicklung des Transvaalbeckens in der Nordkap-Provinz: die Griqualand West Abfolge

Das Alter der Griqualand West Abfolge ist durch die liegenden Ventersdorp Laven: 2300 ± 100 mio a (VAN NIEKERK u. BURGER 1964, U-Pb) und

durch die hangenden Laven der Matsap Gruppe: 2070 ± 90 mio a (CRAMPTON 1974, Rb-Sr) sowie die den Ongelukergüssen äquivalenten Hekpoort Basalte 2224 ± 21 mio a (CRAMPTON, zit. in BUTTON 1976) gegeben.

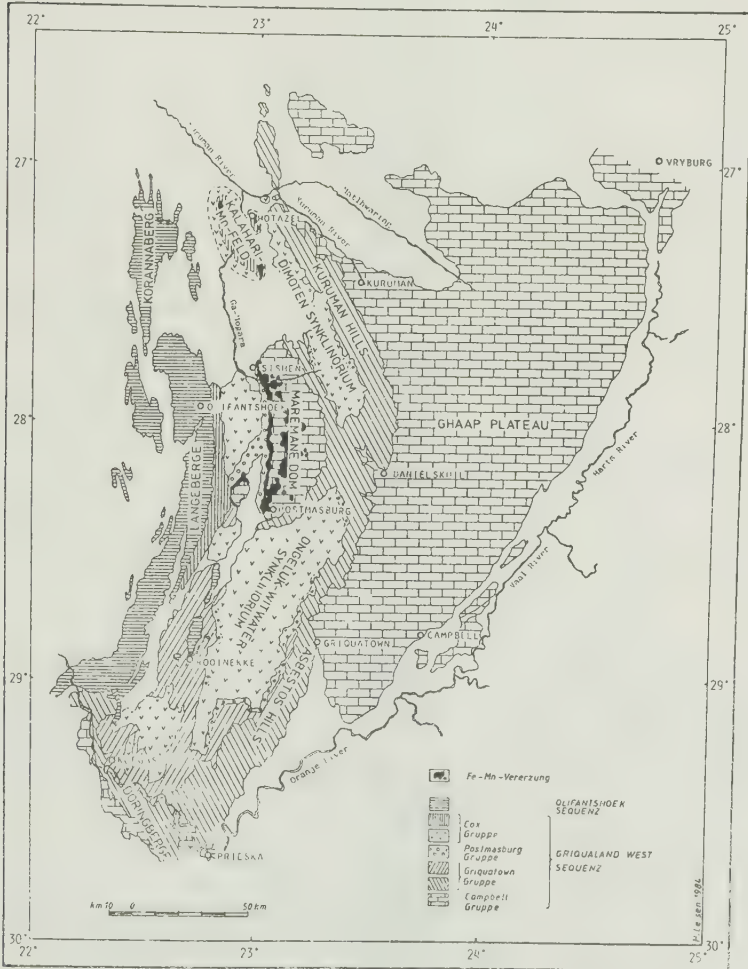


Abb. 1.2 Geologische Übersichtskarte der Griqualand West Abfolge in der Nordkapprovins (LEISEN i. Vorbereitung).

SEQUENZ	GRUPPE	FORMATION	GLIED	LITHOLOGIE	
OLIFANTSHOEK	VOLOP	GROBLERSHOOP SMIST	SCHERPEKOP	Quarzit Schiefer mit Quarzitlinsen	> 2000 m
				Metakolen	
				Schiefer	
			BOEGEBERG MOUNTAIN VIEW	Quarzite	
		BRUL-SAND	VULKENVRYB TOP DOG	Schiefer & Metakolen	> 4030 m
			VERWATER	Quarzit mit untergeordnet Tonschiefer & Subgrauwacke	
			GLEN LYON	Quarzit mit Mambitlinsen	
			ELLIES RUS	Subgrauwacke mit Konglomerat	
		HARTLEY ANDESITE	FULLER	Quarzit & Subgrauwacke	760 m
				Quarzit & Subgrauwacke mit Konglomerat	
GRIQUALAND WEST	COX	VOELVATER JASPER	MODORRAI	Andesitische Lava mit Tuff, Brekzien, Quarzit & Konglomerat	225 - 450 m
			NOTAZEL	Dolomit, Chert, gebänderte Jasper, Lava	
		ONGELUK ANDESITE		gebänderte Jasper, Chert, Dolomit, gebänderte Eisensteine & Lava	415 - 915 m
				andesitische und mandelförmige Laven	
	POSTMASBURG	MARGARETENE DIAMICITTE	HARTBERGSHOOF	Diskordanz	< 510 m
			BOLHAM	Damictit, gebänderte Jasper, Sandstein, Siltstein & Dolomit	
		MDOGORING		gebänderte Jasper, Damictit, Dolomit & Sandstein	
				regionale Diskordanz	
		SAMAGARA SHALE	PALING	Tonschiefer	
			HARTHANSPOORT	feinkörniger Quarzit	
	GRIQUATOWN	KOGAS JASPLITE	SISHEN	Tonschiefer, Flagstone, Konglomerat	75 - 295 m
				Basaltkonglomerat	
		ASBESTOS HILLS Banded IRONSTONE	K'WAKWAS	Diskordanz	195 - 560 m
			MIDDELOWATER	Jaspit, Sandstein, Quarzit, Dolomit & gebänderte Eisensteine	
	CAMPBELL	GHAAP PLATEAU DOLOMITTE	DAHLSKUL	Tonschiefer, Amphibolit, Quarzit, Jaspit mit Kalkidolit & Konglomerat	350 - 820 m
			KURUMAN	Jaspit & Kalkidolit mit Amphibolit & Alkal. Sedimenten	
		SCHMIDTSDRIF	LIME ACRES	Eisenstein mit Amphibolitogen & Kalkidolit	900 - 1600 m
			FAIRFIELD	Blauklip Brekzie	
	VRYBURG SILISTONE	BOOMPLAAS	ULCO	regionale Diskordanz	3 - 275 m
			MONTEVILLE	Dolomit, Chert, Tonschiefer & Kalksteinlinsen	
		VRYBURG SILISTONE	CLEARWATER	grobkörniger Dolomit mit Chert	75 - 100 m
			BOOMPLAAS	feinkörniger Dolomit mit untergeordnet Chert & Kalkstein im Liegenden	

1.3 Stratigraphie der Griqualand West Sequenz nach den Empfehlungen des Südafrikanischen Komitees für Stratigraphie (SACS) 1980.

Sie beginnt im Nordkap mit fluvialen und flachmarinen Ablagerungen der Vryburg Formation und wird mit den Dolomiten und Kalksteinen der Schmidtsdrif und Ghaap Plateau Formationen der Campbell Gruppe fortgesetzt. (Abb. 1.3)

Mit kontinuierlichem Übergang folgen die Ablagerungen der Griquatown Gruppe: die Asbestos Hills Eisenformationen und nach Hebung des SE-Beckenrandes die terrigenen Klastika der Koegas Formation (BEUKES 1983).

Die Sedimentation der Griquatown Gruppe wird durch die Regression des Meeres vom Kapvaal Kraton und durch eine Erosionsperiode abgeschlossen.

Nach einer neuerlichen Transgression kommt es zur Bildung der Postmasburg Gruppe. Sie besteht aus Tonschiefern und Quarzareniten mit untergeordnet karbonatischen Gesteinen der Gamagara und Makganyene Formationen.

Die nach oben zu gröber werdenden Abfolgen von Tonschiefern und Quarziten der Gamagara Formation werden diskordant von den fluvioglazialen und glaziomarinen Sedimenten der Makganyene Formation überlagert.

Eine Periode neuerlicher Hebung beendet die Sedimentation der Postmasburg Gruppe.

Die nachfolgende Cox Gruppe beginnt mit den marinen Andesiten der Onge-luk Formation und wird von den Voelwater BIFs, dem letzten Glied der Griqualand West Abfolge abgeschlossen.

Es folgt die Ablagerung der Olifantshoek Sequenz des Waterberg Systems.

1.3. Die Geländearbeit

Während des Geländeaufenthaltes wurden die verschiedenen Erztypen, ihre Nebengesteine und ihre geologische Position, untersucht und beprobt. Es wurden im einzelnen die Vorkommen Beeshoek, Paling, Glosam, Bishop, Mashwening und Mokaning, King sowie Rus-en-Vrede (alle entweder im Besitz oder unter der Option der Associated Manganese Mines) besucht. Weiterhin: Pensfontein, Knofelfontein und die drei Vorkommen bei Postmasburg, Turner und Rooinekke (Randmines und Stadt Postmasburg), Lohat-lha, Manganore und Aucampsrust (SAMANCOR). Den nördlichen Abschluß stellt die Eisenerzmine Sishen der staatlichen Firma ISCOR dar, in der wie auch in den angeschlossenen Minen Lylyveld und Bruce ebenfalls nicht abbauwürdige Manganmineralisationen vorkommen. (zur Erklärung der Lage der Vorkommen siehe Abb. 1.4)

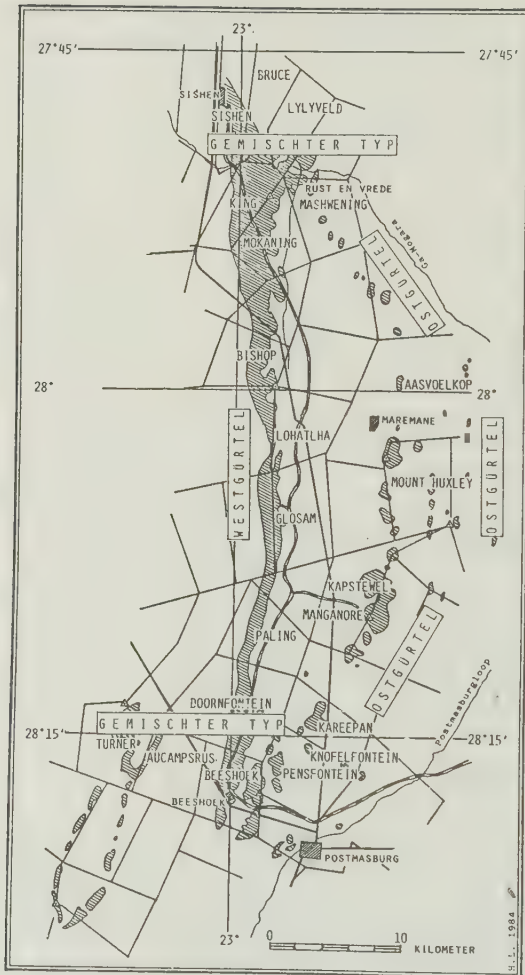


Abb. 1.4 Skizze der Lage der einzelnen Farmen im Postmasburg-Manganfeld. Die Farmen sind namensgebend für die Manganabbau. (LEISEN i. Vorbereitung)
Striche: Farmgrenzen; schraffierte Bereiche: Mangan- und Eisenvorkommen.

Während der Geländearbeit wurde versucht, die Vorkommen detailliert zu erfassen, wobei hauptsächlich auf die Lagerungsverhältnisse, die Fein-

stratigraphie, Lagerungsstrukturen und die Verteilung des Erzes in den einzelnen Schichten geachtet wurde.

Die Zurückverfolgung der ehemaligen erzhaltigen Partien ist durch den z.T. sehr weit fortgeschrittenen Abbau recht erschwert. So durfte lange Zeit keine einzige Tonne Abraum entfernt werden, um zum bauwürdigen Erz zu gelangen, was dazu führte, daß nur Anstehendes in kleinen Löchern herausgeklaut wurde. So hat man in vielen Fällen keine Anhaltspunkte über den weiteren Verlauf der erzführenden Lagen. Natürlich erschwert auch die z.T. schon vor langer Zeit erfolgte Einstellung des Abbaus und nachfolgende Überwucherung und Verstürzung der Aufschlüsse die Aufnahme erheblich.

Bei der Beprobung wurde versucht, soweit wie möglich, d.h. wenn die Lagerungsverhältnisse klar und die Aufschlußverhältnisse gut waren, die Erzabfolge in Profilen zu erfassen. Zusätzlich zu den Geländeuntersuchungen wurden die bestehenden Bohrkernarchive der Firmen besucht. Im Gebiet des Postmasburg Manganfeldes waren nur die Logbücher des Beeshoek-Abbaus verfügbar.

Ergänzend zu den Besuchen der Manganabbau sollte durch Fahrten in die nähere Umgebung der Lagerstätten ein Überblick über die geologische Situation der Griqualand West Abfolgen im N-Kap erarbeitet werden.

1.4. Zusammenfassung der Literatur über das Postmasburg-Manganfeld

Die stratigraphische Einordnung wird ebenso wie die Genese der Manganolagerstätten des Östlichen und Westlichen Vererzungsgürtels in der Literatur ganz und gar widersprüchlich dargestellt.

Der Hauptteil des Schrifttums stammt aus der Zeit vor 1950. Nach der Entdeckung der Manganvererzungen von Cpt. T.L.H. SHONE im Jahre 1922 erschienen die ersten geologischen Beschreibungen von Hall (1926) und NEL (1929).

Dem Beginn der Abbautätigkeit im Jahr 1930 folgten Untersuchungen dreier deutscher Wissenschaftler (SCHNEIDERHÖHN 1931, KAISER 1931 u. RICHTER 1933) sowie von DU TOIT (1933).

Die nachfolgend erschienenen Arbeiten paßten die Vorstellungen über die Lagerstätten-genese dem Fortschritt des Abbaus und damit den neu-geschaffenen Aufschlüssen an (BOARDMAN 1940 u. 1964, J. DE VILLIERS 1956

u. 1960, J.E. DE VILLIERS 1944 u. 1983, u. KUPFERBERGER et al. 1956). An neuerer Spezialliteratur ist nur BEUKES (1978), BORCHERT (1970), J.E. DE VILLIERS (1983) und SÖHNGE (1977) zu nennen.

Seit HALL (1926) wird die Ablagerung der seiner Meinung nach später vererzten Schichten in die Matsap-Abfolgen der Olifantshoek Sequenz gestellt. Erst in neuester Zeit werden die Gamagaralagen zur Griquatland West Sequenz gerechnet (BEUKES 1978, SACS 1980).

Die erzführende Brekzie des Östlichen Vererzungsgürtels wurde sogar als post Olifantshoek gebildet beschrieben (J. DE VILLIERS 1956 u. 1960 u. KUPFERBERGER et al. 1956).

Die heutige Einstufung der erzführenden Lagen des Ostgürtels in die Griquatown Gruppe und der des Westgürtels in die Postmasburg Gruppe wird in der vorliegenden Arbeit als die einzig logische Interpretation des Geländebefundes übernommen.

Allerdings versucht BEUKES (1983) diese Altersstellung wieder rückgängig zu machen, wobei er aber von einer umstrittenen Vorstellung der O_2 -Entwicklung auf unserem Planeten ausgeht. Die Unterscheidung der beiden verschiedenen Erztypen wird seit NEL(1929) durchgeführt.

Zusammen mit den Vererzungen treten zwei Brekzien auf: die Wolhaarkop und die Blinkklip Brekzie. Sie werden von vielen Autoren als tektonische Brekzien angesehen (BOARDMAN 1940 u. 1964, J. DE VILLIERS 1960, DU TOIT 1933, RICHTER 1933, ROGERS 1906, TRUTER et al. 1938, VISSER 1944). Erst BEUKES (1978) erklärte die Brekzien wieder wie bereits NEL (1929) als Einsturz- und Residualbrekzien in Karsthohlformen. Von diesen unterschiedlichen Einordnungen wird die Erklärung der gesamten geologischen Entwicklung des Erzgebietes berührt.

Die Genesevorstellungen der südafrikanischen Bearbeiter haben sich seit Beginn der wissenschaftlichen Arbeit nur unwesentlich verändert. Es werden Verdrängungsprozesse als Hauptvererzungsgrund angesehen (BEUKES 1978, BOARDMAN 1940 u. 1964, DU TOIT 1933, HALL 1926, KUPFERBERGER et al. 1956, NEL 1929, TRUTER et al. 1938). Als Erzlieferant wird der manganführende Dolomit genannt. Meteorische Wässer laugen ihn aus, die erzhaltigen Lösungen wandern nach oben und setzen sich in den überlagernden Schichten ab. Nur J.E. DE VILLIERS (1944 u. 1983) geht von aufsteigenden thermalen Wässern aus, wobei er als Erzquelle ebenfalls den Dolomit annimmt.

Als Zeitpunkt der Vererzung wird von den meisten Bearbeitern die post Matsap-Orogenese angegeben (HALL 1926, J.E. DE VILLIERS 1944, DU TOIT 1933, NEL 1929 u. TRUTER et al. 1938). Es werden aber auch pre Makganyene (BEUKES 1978) und pre Karoo (BOARDMAN 1964) als Verdrängungszeitpunkt genannt. Nur KAISER (1931), RICHTER (1933) und SCHNEIDERHÖHN (1931) sind der Meinung, daß es sich um synsedimentäre Prozesse gehandelt haben muß. Somit fällt für sie die Vererzung mit dem Ablagerungszeitpunkt der erzführenden Sedimente zusammen.

BORCHERT (1970) dagegen stuft die Lagerstätten als metamorphe Äquivalente des Lindener Mark Typs ein, wo es durch die Ausbildung eines reduzierenden höheren und eines oxidierenderen tieferen Grundwasserstockwerks zuerst zur Lösung und dann zur Ausfällung von Mangan kam.

Auf Grund der eigenen Untersuchungen wird von zwei verschiedenen Erzbildungsprozessen ausgegangen:

1. Syngenetisch zur Verkarstung des Lagerstättengebietes entstanden Manganerze als Residualbildungen
2. Synsedimentär entstanden die Manganerze der hangenden gebänderten Mangantonschiefer.

Somit ist der Zeitpunkt der Ausbildung der verschiedenen Erztypen eindeutig festgelegt.

Was die weitere Überprägung der Lagerstätten angeht, so herrscht hier ebenfalls wieder große Uneinigkeit. HALL (1926) und J.E. DE VILLIERS (1944 u. 1983) lehnen jegliche Metamorphose für das Erzgebiet ab, während SCHNEIDERHÖHN (1931) und DU TOIT (1933) ebenso wie P.R. DE VILLIERS (1970) eine niedriggradige Metamorphose annehmen. Zu letzterem Ergebnis kommt auch die vorliegende Arbeit.

2. Beschreibung der Manganvererzungen des Postmasburgfeldes

Die Manganvererzungen des Postmasburggebietes treten in präkambrischen Karstsystemen, die sich in verschiedenen Dolomithorizonten der Ghaap Plateau Dolomit Formation ausgebildet haben, auf. Sie sind an Aufwölbungen der Griqualand West Abfolge wie den Maremanedom und die Aucampsrus-Turner-Aufwölbung gebunden.

Die Vererzungen von Rooinekke liegen 80 km südwestlich von Postmasburg und zählen nicht zu den Vorkommen des Postmasburg-Manganfeldes.

2.1. Die Spezialentwicklung auf dem Maremanedom

Wie die Geländeuntersuchungen zeigten, kann man die allgemeine Entwicklung der Griqualand West Abfolge nicht auf die Spezialgebiete des Maremanedoms und der Aucampsrus-Turner-Aufwölbung übertragen. Die Abweichungen sollen nachfolgend erläutert werden. (Abb. 2.1)

Im Osten sowie im Norden und Süden des Maremanedoms wurde im Fairfield Dolomit ein Karstsystem ausgebildet, in dem die Erze des Ostgürtels liegen. In dieses Karstsystem lagerten sich außer Karstresidualbildungen Sedimente der Asbestos Hills Eisenformation ab. Die Erosionsperiode, die zu dieser Verkarstung führte, muß also vor der Asbestos Hills Zeit und nach der Ablagerung des Fairfield Dolomits angenommen werden. Submarine Karstbildung ist unbekannt (BÖGLI 1978).

Folglich gehen in diesen Spezialgebieten die Dolomite der Ghaap Plateau Dolomit Formation nicht konkordant in die Asbestos Hills Eisenformation über, wie es für den übrigen Bereich angenommen wird. Die beiden Formationen sind durch eine Erosionsdiskordanz getrennt.

Im Westen des Maremanedoms dagegen tritt die Manganvererzung des Westgürtels in Karstsystemen des Ulco Dolomits auf. Hier sind keine Ablagerungen der Asbestos Hills Zeit vorhanden, die Sedimentation begann erst mit der Gamagara Zeit.

Diese jüngeren Ablagerungen liegen auf dem ältesten aufgeschlossenen Dolomitglied: dem Ulco Dolomit. Es muß also für diesen Bereich eine länger anhaltende Erosionsperiode angenommen werden als für den des Ostgürtels. Dort liegen ja die älteren Asbestos Hills Abfolgen auf dem jüngeren Fairfield Dolomit.

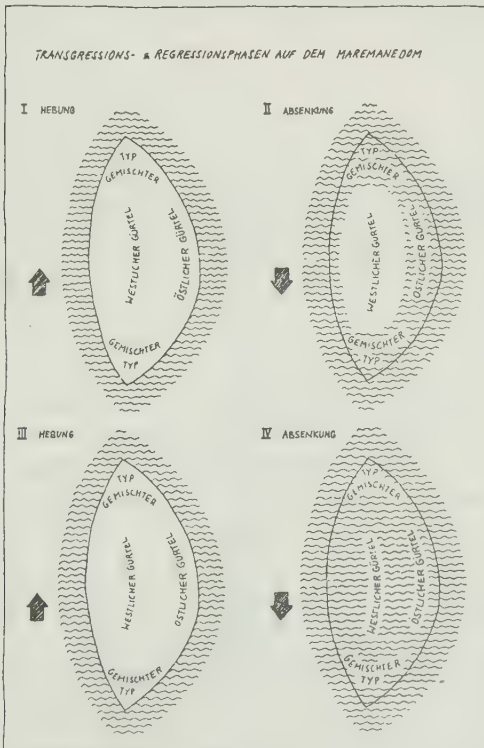
Hinzu kommt, daß östlich des Westgürtels die Dolomitschichten nach Osten, westlich davon nach Westen fallen.

Alle diese genannten Kriterien lassen den Schluß zu, daß der Westgür-

tel noch inselartig über den Spiegel des Transvaal Meeres herausragte und Erosionsgebiet war, während sich im Bereich des Ostgürtels und des Gemischten Typs die Sedimente der Asbestos Hills Eisenformation ablagerten.

Nach Abschluß der Asbestos Hills Zeit wird eine Erosionsperiode auf dem gesamten Maremanedom angenommen, die zur Bildung des Basiskonglomerats der Gamagara Shale Formation führte (BEUKES 1978). Während dieser Zeit vollendete sich im Bereich des Westgürtels das Karstsystem des Ulco Dolomits. Anschließend wurde er zu einem Ablagerungsgebiet. In bereits geöffnete Karstsysteme wurde das Basiskonglomerat der Gamagara Shale Formation sedimentiert.

Die jüngsten Ablagerungen auf dem Maremanedom sind der Gamagara Shale Formation, die der Aucampsrus-Turner-Aufwölbung der Makganyene Diamictit Formation zugeordnet. Stratigraphisch höher liegende Abfolgen fehlen.



- I. Wende Campbell-Griquatown Gruppe: Erosion auf dem gesamten Maremanedom und Ausbildung des für die Vererzung des Ostgürtels und des Gemischten Typs wichtigen Karstsystems.
- II. Asbestos Hills Zeit: Ablagerung der Asbestos Hills BIF im Bereich des Ostgürtels und des Gemischten Typs; der Westgürtel ist noch Erosionsgebiet.
- III. Ende Asbestos Hills Zeit: Ausbildung des für die Vererzung des Westgürtels wichtigen Karstsystems.
- IV. Gamagara Zeit: Ablagerung der Gamagara Tonschiefer mit Manganerzen und zum Hangenden zunehmenden Eisengehalten.

Abb. 2.2 Schematische Darstellung der Entwicklungsphasen des Maremanedom.

2.2. Das Postmasburg Manganfeld

Im Postmasburg Manganfeld treten die Vererzungen in den Klipfontein-Hügeln im Osten und im Gamagararand im Westen auf. Die Vorkommen Aucampsrus und Turner liegen westlich Beeshoek an einer kleinen Dolomitaufwölbung. (Abb. 1.4) Die Vererzungen treten im Postmasburggebiet in drei verschiedenen Typen auf: dem Östlichen, dem Westlichen und dem sog. Gemischten Typ .

Alle Vererzungstypen sind in Karstlöchern (Sinkholes) des liegenden Ghaap Plateau Dolomits zu finden, wobei teilweise die Dolomitwände bereits erodiert sind und die Mangan-führenden Serien mit ihren Begleitgesteinen als Härtlinge erhalten blieben. So bilden die silikatischen Karstfüllungen des Östlichen Vererzungsgürtels die charakteristischen Klipfontein Hügel, während der Gamagararand von den Vererzungsserien des Westgürtels, z.T. geschützt durch die hangenden Marthaspoort Quarzite, aufgebaut ist.

2.2.1. Der Ostgürtel

Durch ihre stratigraphische Position unter den Ablagerungen der Asbestos Hills Eisenformation ist das Alter der Erze des Ostgürtels festgelegt. Sie stellen somit die ältesten Manganvererzungen des Postmasburgfeldes dar.

2.2.1.1. Geographische Lage

Zum Östlichen Vererzungsgürtel gehören die aufgelassenen Lagerstätten Pensfontein, Knofelfontein, Karreepan, Manganore und Kapstewel. In militärischem Sperrgebiet und so heute nicht mehr zugänglich befinden sich noch die Vorkommen Aasvoelkop, Mount Huxley und Maremane. (Abb. 1.4)

2.2.1.2. Geologische Entwicklung

Die Entwicklungsschritte der Ablagerungen des Ostgürtels werden in Abb. 2.2) gezeigt.

- I. Beginn Asbestos Hills - Zeit: In den prä-Asbestos Hills ausgebildeten Karstsystemen werden manganreiche Residualschlämme sowie Karsttonlinsen und schwer lösliche Relikte des Dolomits abgelagert. Hier hinein brechen Dach und Wände der ehemaligen Höhlen.
- II. Asbestos Hills - Zeit: Die Sedimente der Asbestos Hills Eisenformation werden abgelagert. Bei bereits eingebrochenen Karstsystemen sedimentieren sie in die entstandenen Karstlöcher (Sinkholes).
- III. Spätere Asbestos Hills - Zeit: In später eingebrochene Karstlöcher stürzen bereits verfestigte Asbestos Hills Schichten hinein und bilden hier die Blinkklip Brekzie aus. Darüber folgen stark verfaltete, noch in plastischem Zustand hineingerutschte Asbestos Hills Sedimente, die nach oben in ungestörte Lagen übergehen.
- IV. Beginn Gamagara - Zeit: Am Ende der Asbestos Hills - Zeit erfolgte eine Regression des Transvaal Ozeans. Es kommt zu einer Erosionsperiode, die zu dem basalen Konglomerat der Gamagara Tonschiefer Formation führt. Hierbei handelt es sich um aufgearbeitete Asbestos Hills Sedimente.
- V. Gamagara - Zeit: Eine erneute Transgression führt zur Ablagerung der Gamagara Tonschieferfolge, der jüngsten Bildung im Bereich des Ostgürtels.
- VI. Rezent: Die verwitterungsresistenten Ablagerungen in den "Sinkholes" bleiben als Härtlinge erhalten und bauen heute die Klipfontein Hügel auf.

LEGENDE

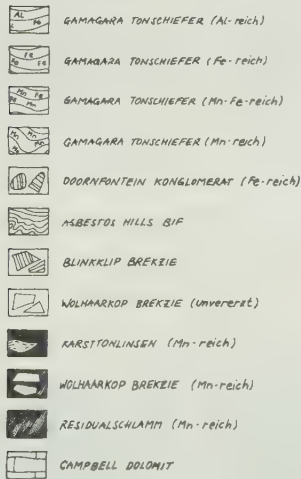
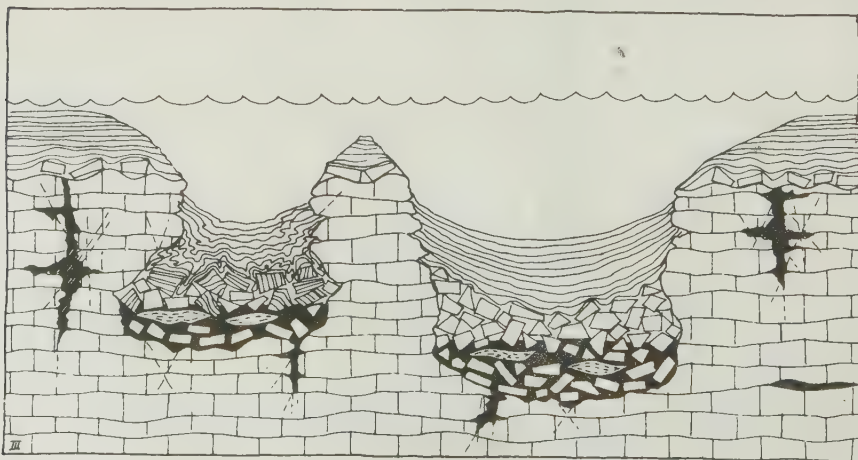
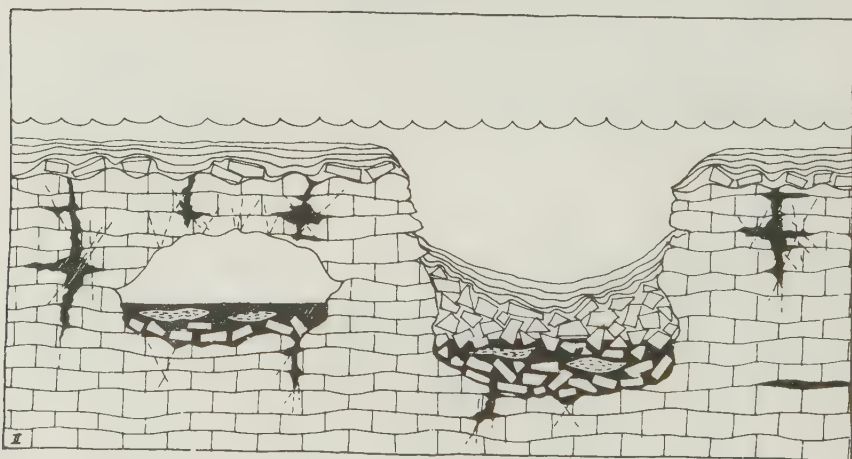
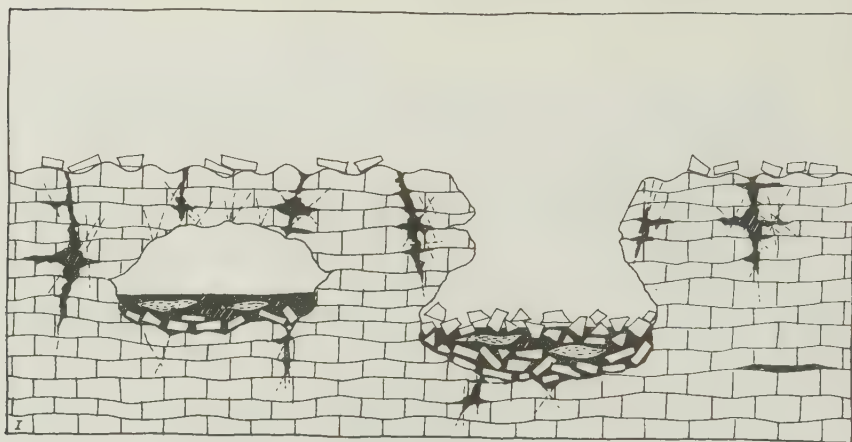
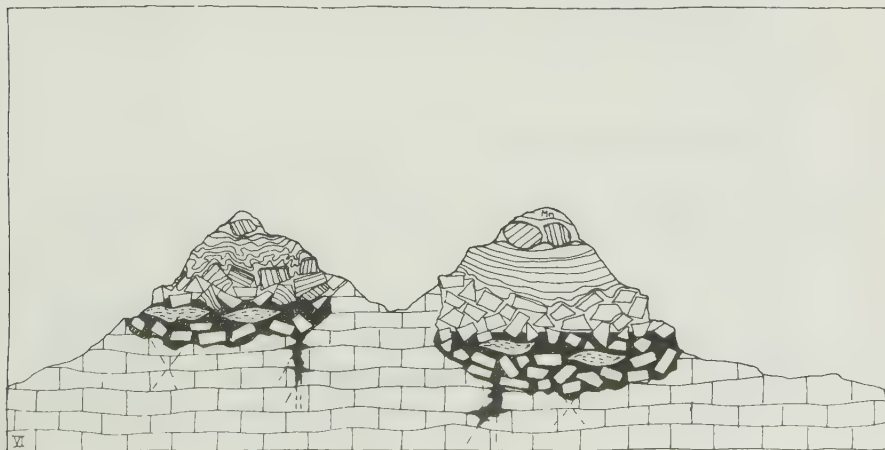
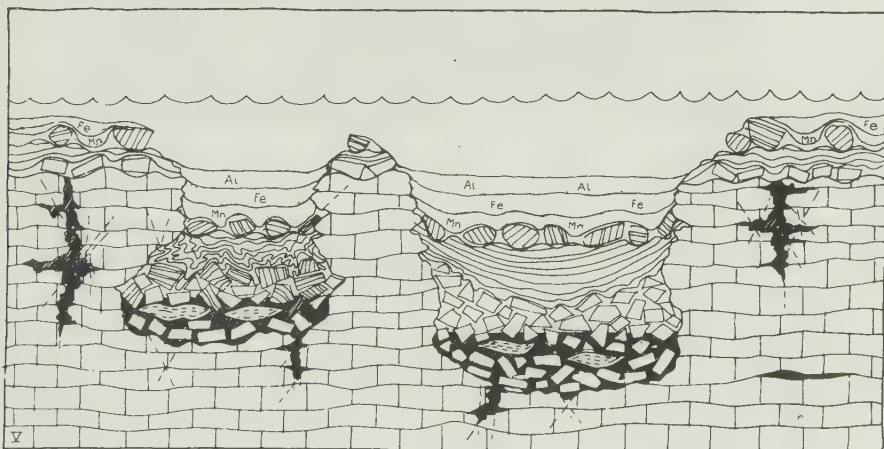


Abb. 2.2 Schematische Darstellung der Entwicklung der Erze des Ostgürtels (siehe die folgenden Seiten).

DIE ENTWICKLUNG DER OSTGÜRTELERZE IN SCHEMATISCHER DARSTELLUNG





Zwischen der Ablagerung des Fairfield Dolomits und der Asbestos Hills Iron Formation bildete sich auf dem Maremanedom im Bereich des Ostgürtels und des Gemischten Typs ein ausgedehntes Karstsystem aus.

Die während der Verkarstung anfallenden Residualschlämme hatten oft hohe Anteile an Mangan. Der Fairfield Dolomit hat durchschnittliche Gehalte von 1-3% MnO, örtlich kann er bis zu 9% MnO führen. (BEUKES 1978)

Diese Schlämme lagerten sich zusammen mit dem Material der Decken und Wände, sowie anderen ungelösten Bestandteilen der Dolomitverwitterung in den Karstsystemen ab. So bildete sich die Wolhaarkop Brekzie aus, die im Ostgürtel und im Bereich des Gemischten Typs Manganerze enthält. Nach Überflutung der Karstsysteme begann hier die Sedimentation der Asbestos Hills Eisenformation. (Abb. 2.2) In bereits geöffnete Karstsysteme wurden diese Ablagerungen ungestört hineinsedimentiert. Waren die Höhlensysteme noch geschlossen und brachen erst nach der Verfestigung der basalen Lagen der Asbestos Hills Formation ein, so kam es zur Bildung einer BIF-Brekzie: der Blinkklip Brekzie. Diese ging zum Hangenden zu in intensiv gefaltete BIF-Partien und dann in ungestörte Lagen eines laminierten BIF-Typs über. Teilweise sind hier die Eisengehalte so hoch, daß ein Abbau rentabel ist.

Durch eine erneute Regression kam es zur Erosion von Teilen der Asbestos Hills BIF und zur Ausbildung des basalen Konglomerats der Gamagara Shale Formation. Es besteht aus BIF Komponenten in toniger, oft eisenführender Matrix und wird örtlich als konglomeratisches Eisenerz abgebaut. Nach Überflutung setzte die Sedimentation einer nach oben zu gröber werdenden Tonschieferabfolge (Gamagara Tonschiefer) ein, von welcher noch Teile erhalten sind.

2.2.1.3. Beschreibung der Erze

Die Wolhaarkopbrekzie führt als Komponenten meist SiO₂-Bildungen, aber auch Dolomitbruchstücke und in den oberen Partien manchmal BIF-Teile (Abb. 2.3).

Die SiO₂-Komponenten stellen Relikte der silifizierten Dolomitoberflächen, Quarz- und Chertlagen aus dem Dolomit, z.T. noch fast zusammenhängend, aber auch Neubildungen mit Gelstrukturen dar.

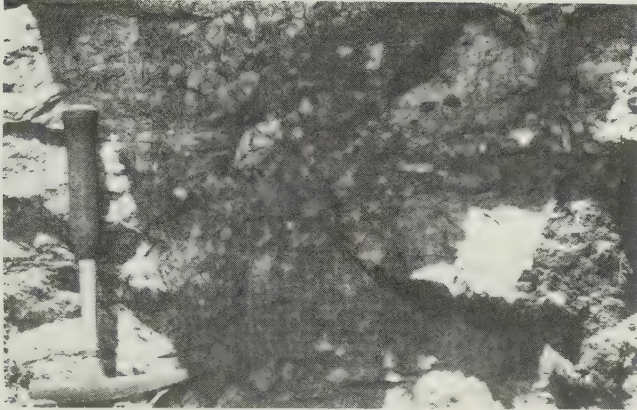


Abb. 2.3 Vererzte Wolhaarkop Brekzie in Pensfontein

Zusammen mit der Wolhaarkopbrekzie kommen immer wieder geringmächtige, z.T. Mangan-vererzte Tonschieferhorizonte vor.

Die Vererzung tritt in völlig unregelmäßigen und in der Größe stark variierenden Erzkörpern meist nahe des unterlagernden Dolomits in der Wolhaarkop Brekzie und in den zwischenlagernden Karsttonhorizonten auf.

Haupterzmineral ist neben den Verwitterungsmineralen der Braunit ($(3(\text{Mn},\text{Fe})_2\text{O}_3 \times \text{MnSiO}_3)$) wohl wegen des hohen SiO_2 -Angebots aus dem Fairfield Dolomit.

Die Erze zeigen nur in den Tonschieferhorizonten eine deutliche Schichtung.

Die hohe Mobilität des Mangans wird durch sekundäre Migrationen deutlich. So finden sich an Dolomitrelikten häufig Mangankrusten. Brekziertes Material an tektonischen Beanspruchungsflächen wurde von Erzgängen durchzogen, auf denen radialstrahlige Kryptomelanbildungen auftreten.

Zu Umlagerungen kam es in der Nähe von in die erzführenden Gesteine eingedrungenen Gängen, wo sich zu beiden Seiten Manganglasköpfe, ebenfalls Kryptomelan, bildeten. Daneben wurden die überlagernden Schichten auf Klüften und Rissen mit Manganmineralisationen durchsetzt.

Den Umwandlungen in der Oxidationszone sind konzentrisch-schalige Mangankongkretionen in den zuallererst anstehenden Erzpartien zuzuordnen.

In jungen, eventuell sogar rezenten seichten Karstbildungen tritt das sogenannte "Rubble Ore" oder "Detrital Ore" auf, ein unverfestigtes Konglomerat mit Erzkomponenten in toniger Matrix, das teilweise auch bauwürdig ist.

Infolge tektonischer Beanspruchung im Zusammenhang mit dem Einsturz der Karstsysteme und danach kam es zur Ausbildung von Dolomit- und Tonschieferbrekzien, Harnischflächen im Erz und riesigen Abschiebungsflächen, die teilweise mit großen Diasporidioblasten belegt sind.

2.2.2. Der Westgürtel

In diesem Gürtel liegen die einzigen Lagerstätten, in denen augenblicklich noch Mangan abgebaut wird, nämlich Lohathla und Glosam.

2.2.2.1. Geographische Lage

Der Westliche Vererzungsgürtel erstreckt sich entlang des Gamagara-rückens ca. 65 km in NS-Richtung. Hierzu gehören die Lagerstätten Palling, Glosam, Lohathla und Bishop. (Abb. 1.4)

2.2.2.2. Geologische Entwicklung

Abb. 2.4 zeigt die Entwicklung der Ablagerungen des Westlichen Vererzungstyps.

Der Bereich des Westgürtels lag ursprünglich im Scheitel des Maremanedoms. Die Gesteine, die den Maremanedom aufbauen, zeigen auf allen Seiten von ihm weggerichtetes Einfallen. Die verkarsteten Ulco Dolomite des Westgürtels stellen die ältesten aufgeschlossenen Dolomite des Maremanedoms dar.

Während im Bereich des Ostgürtels und des Gemischten Typs die Sedimente der Asbestos Hills Formation abgelagert wurden, war der Westgürtel noch Erosionsgebiet. Es wurde das für die Vererzung des Westlichen Typs wichtige Karstsystem im Ulco Dolomit ausgebildet. (Kap.2.1. u. Abb. 2.1)

- I. Frühe Gamagarazeit: Auf dem prä Gamagara verkarsteten Dolomit wird das basale Gamagara Konglomerat (Doornfontein Konglomerat) abgelagert. Bei bereits geöffneten Karstsystemen fallen die Komponenten (aufgearbeitete Asbestos Hills BIF) in die manganhaltigen Karstresidualschlämme und Karsttone.
- II. Gamagarazeit: Transgression des Transvaalozeans auf dem gesamten Maremanedom und Ablagerung der Gamagara Tonschiefer, die in ihren liegenden Partien manganvererzt sind. Zum Hangenden zu nehmen im allgemeinen die Mangangehalte ab und die Eisenwerte zu.
- III. Post Gamagarazeit: Die Gamagarasedimentation wird von Gamagara Quarziten (Marthaspoort Quarzit) und Tonschiefern (Paling Tonschiefer) beendet. Jüngere Ablagerungen fehlen im Bereich des Westgürtels.
- V. Rezent: Die Füllungen der Karstsysteme bleiben, geschützt von den hangenden Marthaspoort Quarziten, erhalten und bauen heute den Gamagararand auf.

LEGENDE

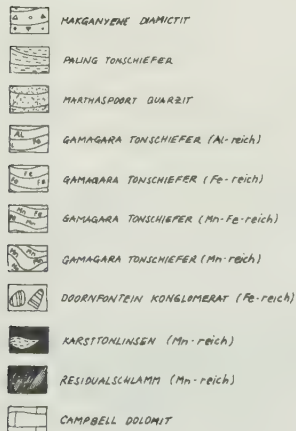


Abb. 2.4 Schematische Darstellung der Entwicklung der Erze des Westgürtels (siehe die folgenden Seiten).

DIE ENTWICKLUNG DER WESTGÜRTELERZE IN SCHEMATISCHER DARSTELLUNG

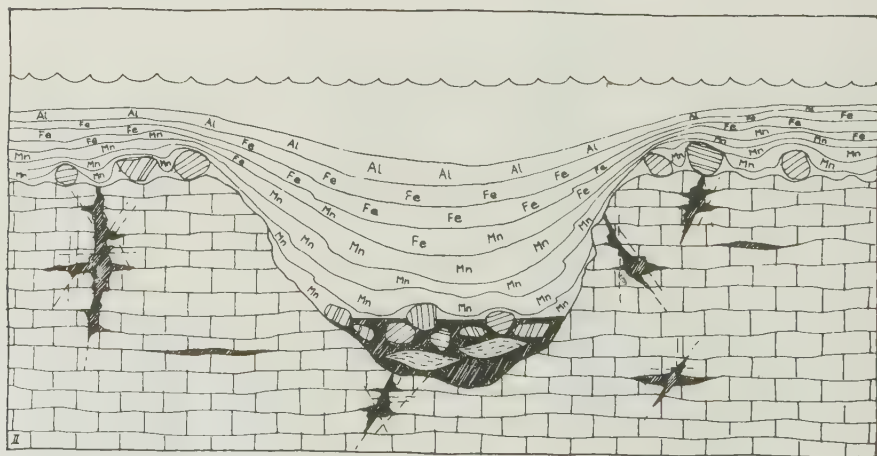
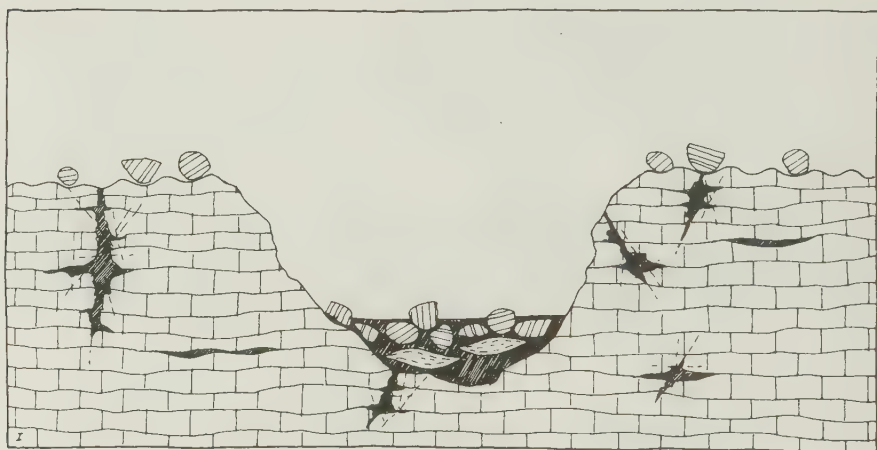
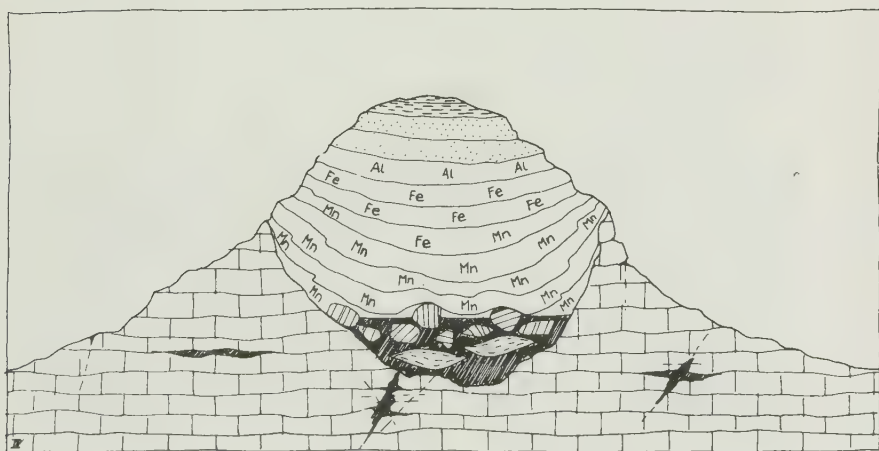
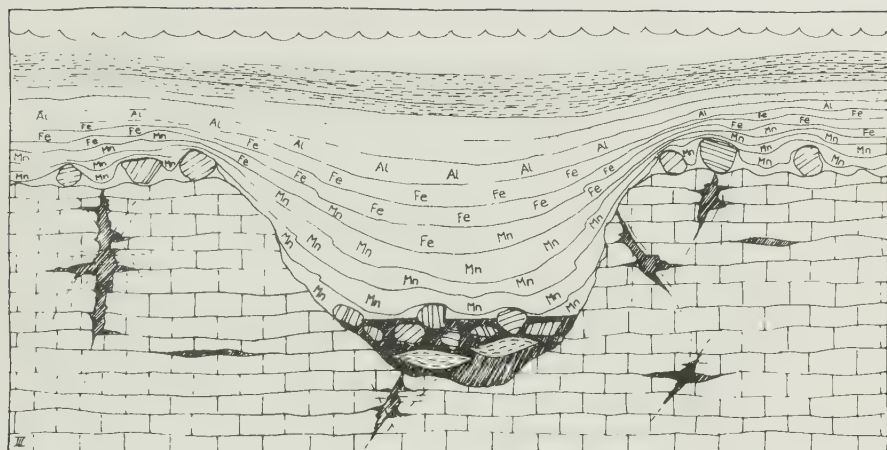


Abb. 2.4 Fortsetzung



Die auch hier wie im Ostgürtel anfallenden Residualschlämme enthielten ebenfalls hohe Gehalte an Mangan. Der Ulco Dolomit weist Gehalte von bis zu 8-9%, durchschnittlich aber 2-3% MnO auf (BEUKES 1978). Waren die Karstsysteme zu Beginn der Gamagarazeit bereits geöffnet, so wurde als älteste Bildung das Basiskonglomerat der Gamagara Shale Formation in die Residualschlämme hineinsedimentiert. Die BIF-Komponenten dieses Konglomerats wurden dann teilweise von Mangan verdrängt und die Matrix ist nicht wie sonst eisenhaltig, sondern manganführend. Es folgt die Sedimentation der Gamagara Tonschiefer, die in ihren basalen Partien hohe Mangangehalte führen, zum Hangenden zu eisenreicher werden und schließlich in helle Aluminiumtonschiefer übergehen. Abgeschlossen wird die Abfolge von hellen Marthaspoort Quarziten. Während aller Phasen der Sedimentation in die Sinkholes (= geöffnete Karsttiefstrukturen) kam es zu individuellem Nachbrechen der Karstsysteme und Ausbildung von Brekzienhorizonten. Durch die verschiedenen Einbruchzeitpunkte der Einzel-Karsthöhlen und das unterschiedliche Nachbrechen von weiteren Karstsystemen ebenso wie durch Schlammentransport von den Schultern der Sinkholes entstand eine willkürlich variierende Stratigraphie in den einzelnen Abbauen.

2.2.2.3. Beschreibung der Erze

Die Manganvererzung liegt in Tonschiefern meist nahe des dolomitischen Untergrundes. Als wichtigste Erzminerale findet man neben den Oxidationszonenbildungen Bixbyit ($(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$) und Braunit ($3(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \times \text{MnSiO}_3$). Letzterer ist hauptsächlich in den liegenden Erzpartien verbreitet. Die höchsten Mangangehalte treten in der Nähe des Dolomits auf. Sie nehmen zum Hangenden hin ab, während die Eisengehalte in derselben Richtung zunehmen und sich z.T. sogar ganze Eisenerzbänder ausbilden können. Eisenerzreiche Partien erkennt man an ihrer stumpfen rot-blauen Farbe.

Es kommen aber auch vereinzelt Manganerzlagen schichtgebunden in der Tonschieferabfolge entfernt vom Dolomit vor.

Die Wolhaarkop Brekzie wurde im westlichen Gürtel nie gesehen und ist in der Literatur auch nicht beschrieben. BEUKES (1978) erklärt dies mit den niedrigen SiO_2 -Gehalten des Ulco Dolomits.

Die Erze sind geschichtet. Meist ist die Feinschichtung sowohl im Makro- als auch im Mikrobereich gut erhalten, vor allem wenig vererzte Partien haben eine deutliche Bänderung.

Nur die stark umkristallisierten Erze zeigen keinerlei primäre Strukturen mehr. Sie glänzen sehr und zeigen durch ihr hohes Gewicht gute Erzgehalte an.

Nachträgliche Mobilisationen treten untergeordnet auf. Entlang von Klüften und Störungen kam es zu Wanderung von Erzlösungen, die dann in teilweise nicht vererzten Schichten Erzgänge ausbildeten. Wurde eine Tonpartie besonders stark von Mangangängen durchsetzt, so entstand durch Herauslösen der verbliebenen Tone das hochgradige "Spidery Ore": Spinnweberz. Sekundäre Umlagerung führte auch zu in einem Fall gesehenem diskordantem Verhältnis zwischen Erz und Nebengestein. In Scherzonen findet man oft Mangan- aber auch Eisenmineralisation auf Gängen.

Die hangenden unvererzten Tonschiefer führen ebenso wie der Marthaspoort Quarzit kleine Mangangängchen und Beläge auf den Schichtflächen.

In allen Abbauen kommen schwarze manganhaltige Chertbruchstücke und Manganmulm (Wad) direkt am Dolomit vor.

Vom Einbrechen des Karstsystems während der Sedimentation der Gama-gara Tonschiefer Abfolge zeugen Rutschgefüge, die sich in den noch unverfestigten Tonschiefern bildeten.

Erfolgte der Einbruch nach Verfestigung der Tonschieferlagen, kam es zur Ausbildung von Boudinagen oder von nur noch locker zusammenhängenden Erzrutschblöcken.

Häufig geht auch randliche starke Brekziierung der Tonschieferlagen zur Mitte des Beckens zu in nahezu ungestörte Lagerung über.

Nachträglicher Einbruch bzw. neuerliches Nachbrechen wird durch Har-nische in den randlichen Wadpartien sowie in den hangenden unvererzten Tonschiefern und durch Brekzien mit Bruchstücken von nicht vererzten Tonschiefern und Manganerz deutlich. Überschiebungen von Dolomit über Dolomit oder Erz sind ebenfalls häufiger aufgeschlossen. (Abb. 2.5)

Die dolomitischen Randbereiche der Sinkholes sind nicht mehr vollständig erhalten, z.T. sind sie sogar bereits total erodiert. Noch erhaltener Dolomit zeigt häufig stromatolithische Strukturen.

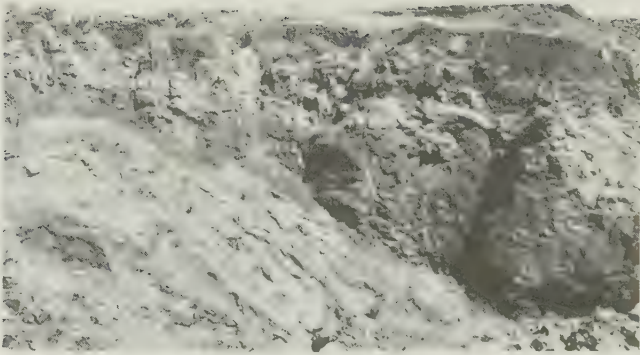


Abb. 2.5 Überschiebung von Dolomitpartien über Erzlagen (Bishop).



Abb. 2.6 Wald von "Dolomitzapfen" (Pinnacles) in Glosam.

Durch die Abbautätigkeit wird der unregelmäßige Aufbau der Erzbecken und ihres Bodens deutlich. Der Dolomit bleibt als einzelne Zapfen übrig, manchmal kann man ganze Wälder von Dolomitzapfen sehen. (Abb. 2.6)

Tektonische Beanspruchung läßt sich deutlich an wiederverfestigten Dolomitsbrekzien und an den Überschiebungen erkennen.

Da die Erzabfolgen im Westen unter die W-fallenden Marthaspoortabfolgen eintauchen, findet aus ökonomischen Gesichtspunkten der Erzabbau meist in den östlichen Lagerstättenteilen statt. Als jüngste, eventuell sogar rezente Bildung tritt hier wie im Ostgürtel ein unverfestigtes Konglomerat auf (Detrital Ore).

2.2.3. Der Gemischte Erztyp

Diese Erze werden als Gemischter Typ bezeichnet, weil die Manganvererzung sowohl in der Wolhaarkop Brekzie als auch in Tonschiefern auftritt.

2.2.3.1. Geographische Lage

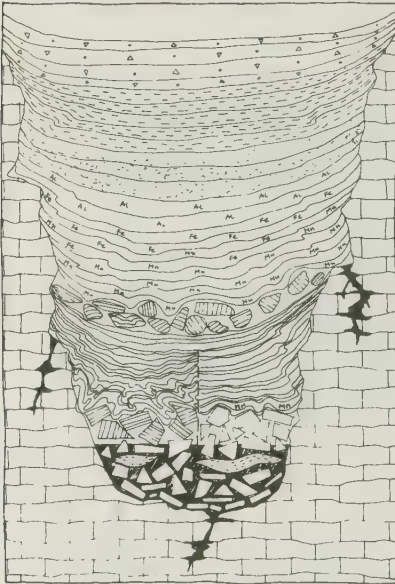
Hierzu zählen die Vorkommen des nördlichen und südlichen Postmasburgfeldes: Beeshoek, Doornfontein, Mokaning, Mashwening, Rust en Vrede, King, Bruce, Lylyveld und Sishen, sowie die alten Abbaue Aucampsrus und Turner, die an der Flanke einer westlich des Gamagarrandes gelegenen Dolomitaufwölbung zu finden sind. Es wird in keinem dieser Vorkommen noch Mangan abgebaut (Abb. 1.4).

2.2.3.2. Problematik der vererzten Tonschiefer

Die Manganerz-führenden Tonschiefer werden in der Literatur den Gamagarratonschiefern gleichgesetzt (BEUKES 1978, BOARDMAN 1940, J. DE VILLIERS 1960).

Man geht also von einer einheitlichen Tonsedimentationsphase aus. Es zeigte sich aber bei genauer Geländeuntersuchung der Lagerstätten des Gemischten Typs, daß die vererzten Tonschiefer unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus angehören. So treten Teile der Tonschiefererze in der Wolhaarkop Brekzie als Linsen und Lagen eingeschaltet auf oder überlagern sie direkt. Darüber folgen dann die Ablagerungen der Asbestos Hills Formation, die ihrerseits von Tonschiefer-Manganerzen überlagert werden.

SCHEMATISCHE DARSTELLUNG DER KARSTFÜLLUNGEN DES
GEMISCHTEN TYP



LEGENDE

-  MARGANYENE DIAMICTIT
-  PALING TONSCHIEFER
-  MARTHASPOORT QUARZIT
-  GAMAGARA TONSCHIEFER (Al-reich)
-  GAMAGARA TONSCHIEFER (Fe-reich)
-  GAMAGARA TONSCHIEFER (Mn-Fe-reich)
-  GAMAGARA TONSCHIEFER (Mn-reich)
-  DODRNFONTEIN KONGLAMERAT (Fe-reich)
-  ASBESTO HILLS BIF
-  BLINKKLIP BREKZIE
-  WOLHAARKOP BREKZIE (unverfest)
-  KARSTTONLINSEN (Mn-reich)
-  WOLHAARKOP BREKZIE (Mn-reich)
-  RESIDUALSCHLAMM (Mn-reich)
-  CAMPBELL DOLOMIT

Abb. 2.7 Stratigraphische Lage der vererzten Tonschieferhorizonte des Gemischten Typs.

So kann es sich also bei den vererzten Tonschiefern des Gemischten Typs nicht um eine einzige Abfolge handeln. Die einzelnen Vererzungen unterscheiden sich sowohl im Zeitpunkt ihrer Bildung (Abb. 2.7) als auch in ihrer Genese.

Die in der Wolhaarkop Brekzie und darüber auftretenden vererzten Tonlagen sind als Karsttonlagen und -linsen anzusehen. Manche der über der Wolhaarkop Brekzie liegenden Tonschiefererze stellen auch marine Bildungen dar und sind dann der Asbestos Hills Formation zuzuordnen wie z.B. die pisolithischen Tonschiefer in Sishen. Bei den über den Sedimenten der Asbestos Hills Formation lagernden erzführenden Tonschiefern handelt es sich um Gamagarasedimente.

Die vollständige stratigraphische Abfolge ist meist nicht vorhanden. Häufig fehlen die gebänderten Eisenerze mit ihren Reicherzen.

Die Manganerze des Gemischten Typs haben niedrigere MnO - und SiO_2 -Gehalte als die des Ostgürtels und geringere Fe_2O_3 - und Al_2O_3 -Werte als die des Westgürtels.

Wie bei den zuvor beschriebenen Lagerstättentypen sind hier Anzeichen tektonischer Beanspruchung wie ausgeprägte Abschiebungsflächen, Harnischbildungen und Ruschelzonen deutlich. Durch intensive Durchbewegung sowohl während des Einsturzes als auch danach sind die verschiedenen Erzarten miteinander verschuppt.

Die Vorkommen von Aucampsrus und Turner zeigen viele Charakteristika tektonischer Beanspruchung, die nicht alle auf das Einbrechen der Sinkholes mit Rutschgefügen zurückzuführen sein können.

Auch ist es bei den Erzen dieser letztgenannten Vorkommen auffällig, daß im Anschliff häufig Klüfte und Gängchen mit ca. 45° zur Schichtung sichtbar sind, während bei den übrigen Vorkommen schichtparallele Gänge und solche senkrecht zur Schichtung überwiegen.

In diesem Gebiet scheint es über das sonst übliche Maß hinaus zu tektonischen Aktivitäten gekommen zu sein.

2.3. Die Erzvorkommen von Rooinekke

Die Manganvorkommen von Rooinekke liegen ca. 80 km südlich von Postmasburg. Sie zählen nicht zu den Lagerstätten des Postmasburgfeldes und unterscheiden sich sowohl in ihrer stratigraphischen Lage und ihren Verbandsverhältnissen als auch in ihrer Genese von ihnen. (Abb. 2.8)

Sie sind in ihrer geologischen Einordnung umstritten. Frühere Autoren (J. DE VILLIERS 1960, VISSER 1954) stellen sie in die Pretoriaserie, was den Postmasburg und Cox Gruppen entspricht. In neueren Arbeiten (BEUKES 1978, VAN WYK, frdl. mdl. Mitt. 1980) wird die Koegaszeit für die Entstehung angenommen.

Der Erzabbau, zuletzt nur noch auf Eisenerz, wurde in den letzten Jahren wegen zu hoher Überlagerung und Transportkosten eingestellt.

Die Manganvererzung wird lokal in einen West- und einen Ostberg unterschieden. Diese Differenzierung ist aber rein örtlicher Natur.

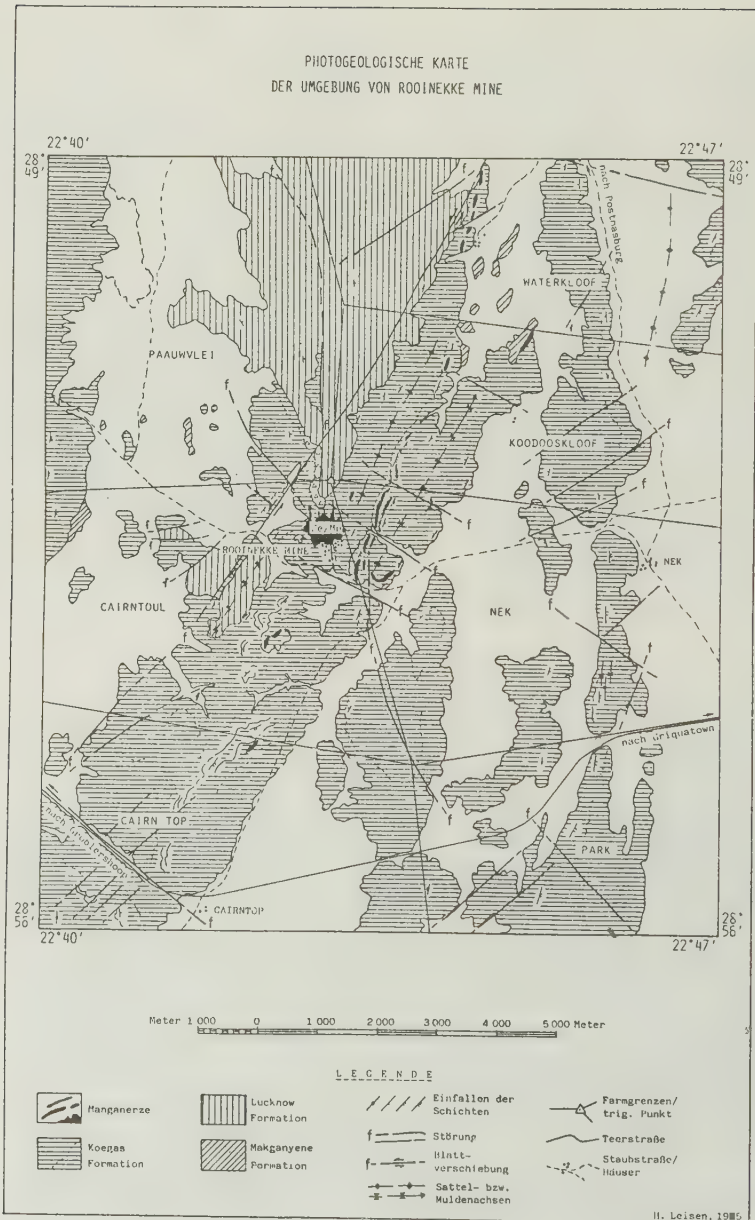


Abb. 2.8 Lage der Manganvorkommen von Rooinekke (LEISEN i. Vorbereitung).

Die Mineralisation tritt in zwei Horizonten in der gebänderten Eisenformation des Kwakwas Gliedes der Koegas Formation auf (BEUKES 1978). Die Horizonte haben eine Mächtigkeit von weniger als zwei Metern und wechsellagern mit BIF-Schichten.

Das Gesamtgebiet der Vorkommen stellt eine Aneinanderreihung paralleler, SSW-NNE-streichender Sattel- und Muldensysteme dar.

Über der Eisenformation mit der Manganvererzung folgen Tonschiefer und Flagstones, sowie Quarzite ungeklärten Alters, eventuell aus der Gamagarzeit.

Haupterzminerale sind Jakobsit (MnFe_2O_4) und Braunit ($3(\text{Mn,Fe})_2\text{O}_3 \times \text{MnSiO}_3$), begleitet von Mangan^{IV}-oxiden der Oxidationszone. Die Erze sind schichtgebunden und zeigen eine deutliche Feinschichtung, hervorgerufen durch Unterschiede im Tonmineral- und Hämatitgehalt.

Der durchschnittliche Mangangehalt liegt bei 35% Mangan.

Der Lagerstättenbezirk ist intensiv tektonisch beansprucht, was sich deutlich an mächtigen Brekzienhorizonten, Auf- und Abschiebungen, Boudinagen und Pinch-and-swell-Strukturen, sowohl im Mikro- als auch im Makrobereich zeigt. (Abb. 2.9)

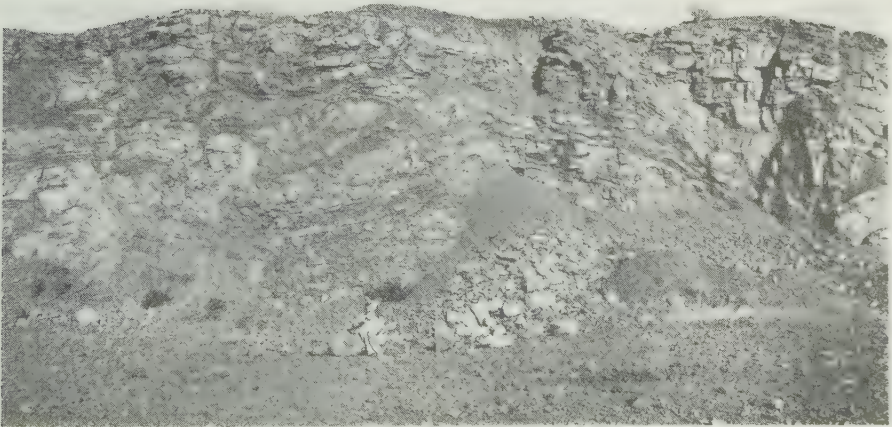


Abb. 2.9 Tektonische "Pinch-and-swell"-Strukturen in den Kwakwas Schichten von Rooinekke.

3. Mikroskopische Untersuchung der Erze

Die Grundlage dieser Untersuchungen waren ca. 100 Erzanschliffe aus den verschiedenen Vererzungsgebieten und Lagerstättentypen.

Die mikroskopische Arbeit wurde durch häufig auftretende extreme Feinkörnigkeit der Erze erschwert. Hinzu kommt, daß viele Manganminerale optisch nicht einwandfrei zu bestimmen sind.

Deshalb wurden die erzpetrographischen Untersuchungen durch Röntgenmethoden: Guinieraufnahmen (Eisen- und Chromstrahlung) unterstützt.

Im Zweifelsfalle konnten zusätzliche Mikrosondenbestimmungen zur Klärung herangezogen werden.

Besonderer Wert wurde bei der mikroskopischen Arbeit auf die Verwachsungsgefüge der einzelnen Manganminerale sowie die Entwicklung der Phasen vom Beginn der Diagenese bis zur Oxidation der Erze gelegt.

Die Beschreibung der Gefüge fußt auf der Nomenklatur RAMDOHRS (1975). Er weist ausdrücklich darauf hin, daß viele Begriffe, die in der Petrographie einen genetischen Sinn haben, bei der Ansprache von Erzgefügen ausschließlich beschreibender Natur sind und keine Rückschlüsse auf die Entstehungsweise zulassen.

3.1. Die Erze des östlichen Vererzungstyps

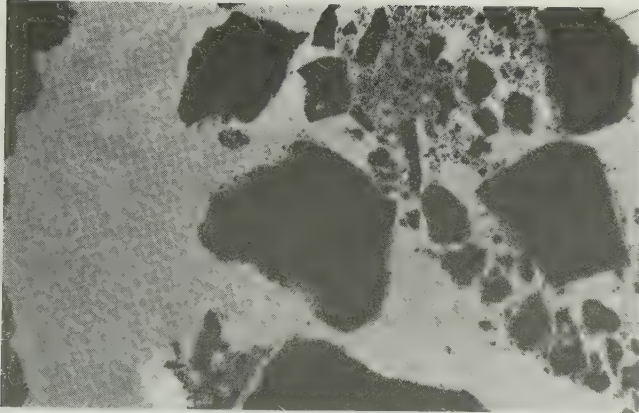
Die Manganvererzung des Ostgürtels tritt in der Wolhaarkop Brekzie, einer silikatischen Inkasionsbrekzie mit zwischengeschalteten Ton-schieferhorizonten, auf.

Die Komponenten der Brekzie sind meist SiO_2 -Bildungen, aber auch Dolomit- oder BIF-Relikte sind häufig.

Die Matrix ist mehr oder weniger stark mit Mangan vererzt. Das Hauptmanganerzmineral ist Braunit $(3(\text{Mn},\text{Fe})_2\text{O}_3 \times \text{MnSiO}_3)$.

3.1.1. Die Erzgefüge

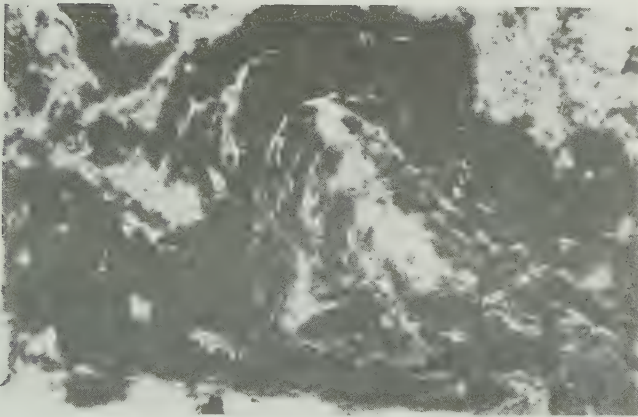
In den reinen Brekzienerzen ist nur selten eine Art sedimentärer Schichtung zu erkennen. Meist sind die Komponenten regellos in der erzführenden Matrix angeordnet. Sie sind häufig kataklastisch zerbrochen (Abb. 3.1).



Typisches Wollhaarkoperz:
Braunit (mittelgrau) ver-
drängt die Quarzkomponen-
ten (schwarz) und wird
selbst von Kryptomelan und
Pyrolusit (hellgrau und
weiß) verdrängt.

25x Auflicht

Abb. 3.1



"Convolute Bedding" in den
Karsttonlagen

25x Auflicht

Abb. 3.2

Sedimentäre Schichtung wird nur an zwischenlagernden dünnen Tonbänd-
chen deutlich. Diese zeigen auch häufig "convolute bedding" und Ver-
satz an Mikroverwerfungen sowie schichtparallele Gleitungen. (Abb. 3.2)

3.1.2. Der Mineralbestand und seine Verwachsungen

Über die ersten Manganphasen, die die Schlämme in den Karstlöchern aufbauten, sind nur Vermutungen möglich. Die älteste noch vorhandene Bildung ist Braunit, der während der frühen Diagenese entstand. Sehr untergeordnet tritt auch Bixbyit auf. Die Beschreibung der Minerale erfolgt immer in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit.

Braunit ($3(\text{Mn,Fe})_2\text{O}_3 \times \text{MnSiO}_3$) und Bixbyit ($(\text{Mn,Fe})_2\text{O}_3$) sind aufs Engste miteinander verwachsen und werden so hier und künftig zusammen behandelt.

Durch die Reaktion der manganhaltigen Residualschlämme mit den Komponenten (Chertrelikten und Quarzlagen) und nachfolgende Umkristallisationsvorgänge bildete sich ein kompaktes Brauniterz mit sehr untergeordnet Bixbyit aus.

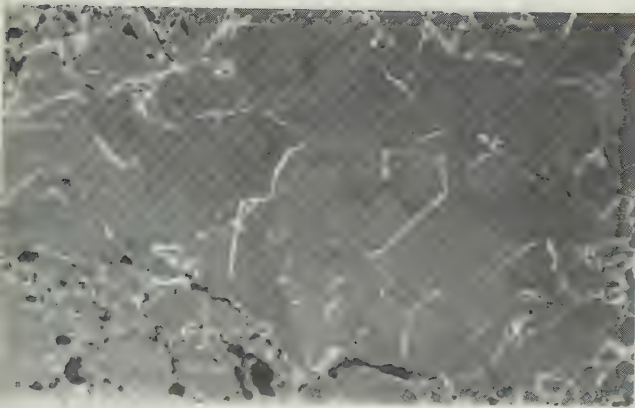
Der Braunit zeigt u.d.M. keine einheitliche Färbung. Mikrosondenmessungen haben ergeben, daß diese Variationen mit wechselnden Eisengehalten zu korrelieren sind. Eisenreichere Varietäten haben einen kleinen braunen Stich, eisenarme sind reingrau. (s. Kap. 5.2.)

Die Unterschiede in der Färbung treten folgenderweise auf:

1. schalig: ehemaliges Emulsionsgefüge widerspiegelnd (Abb. 3.3a)
2. Korngefüge mit hypidiomorphen Braunitkristallen verschiedener Eisengehalte: die Kristallgrenzen fallen mit den geochemischen Grenzen zusammen (Abb. 3.3b)
3. unregelmäßig scharfkantig, die Kristallgrenzen schneidend: entstanden beim Wachsen von "Braunitzähnen" in Bereiche anderer Eisengehalte
4. lamellar: bei weitgehender Umkristallisation während der Anchimetamorphose entstandene geregelte Verwachsung (Abb. 3.3c)
5. strahlige Verwachsung: während weiterer Umwandlungen der späten Anchimetamorphose gebildet (Abb. 3.3d)
6. sekundär beidseitig von Rissen, auf denen eisenhaltige Lösungen migrieren (Abb. 3.3e)
7. auf Gängen

Die Gründe für diese unterschiedlichen Verwachsungstypen werden nachfolgend beschrieben.

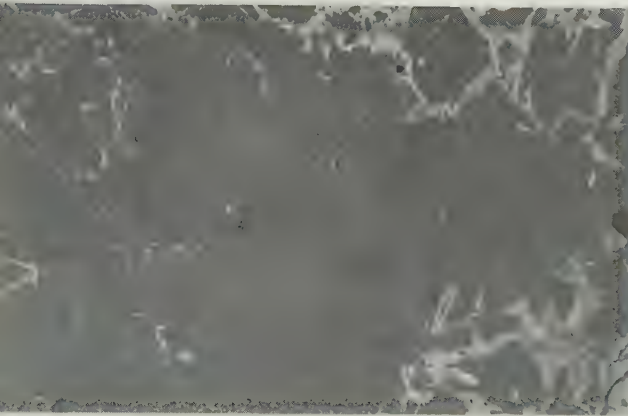
Da die Erze keinen höhermetamorphen Umwandlungen unterlagen, ist der frühdiagenetische Gefügebestand häufig noch gut erhalten und die Entwicklung der Mineralgenerationen nachvollziehbar (Tab. I).



Verwachsungen von eisenreichem (heller) und -ärmerem (dunkler) Braunit ehemaliges Emulsionsgefüge widerspiegelnd. Die Kristallgrenzen der umkristallisierten Braunite schneiden diese Reliktgefüge.

320x Öl Auflicht

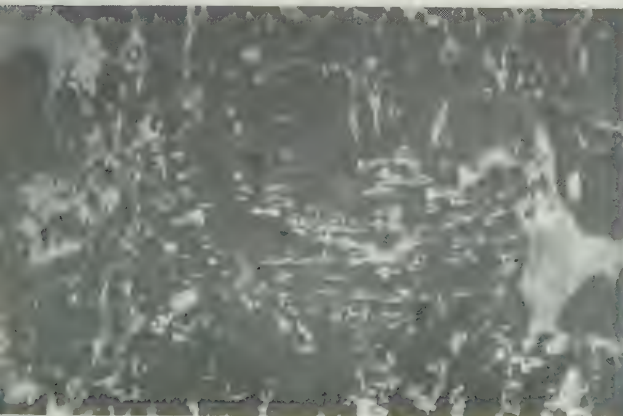
Abb. 3.3.a



Eisenreicherer (heller) und -ärmerer (dunkler) Braunit in einfachem Korngefüge verwachsen: die Kristallgrenzen sind auch gleichzeitig die geochemischen Grenzen.

100x Öl Auflicht

Abb. 3.3.b



Lamellare Verwachsung eisenreicheren und -ärmeren Braunits, nachgezeichnet durch Manganomelanbildungen (hell); eisenreicherer Braunit wird schneller zu Manganomelanmineralen oxidiert als -ärmer. Offenbar handelt es sich bei ersterem um eine in der Verwitterungszone metastabile Modifikation.

320x Öl Auflicht

Abb. 3.3.c

Strahlige Verwachsung von eisenreicherem und -ärmerem Braunit (mittel- bzw. dunkelgrau) durch Neusprossung während Umwandlungen der späten Anchimetamorphose (weißlich: Manganomelanminerale).

100x Öl Auflicht

Abb. 3.3.d



Sekundäre Umwandlung eisenarmen Braunit (dunkelgrau) in -reichen (mittelgrau) entlang von Rissen, auf denen eisenhaltige Lösungen migrieren können.

320x Öl Auflicht

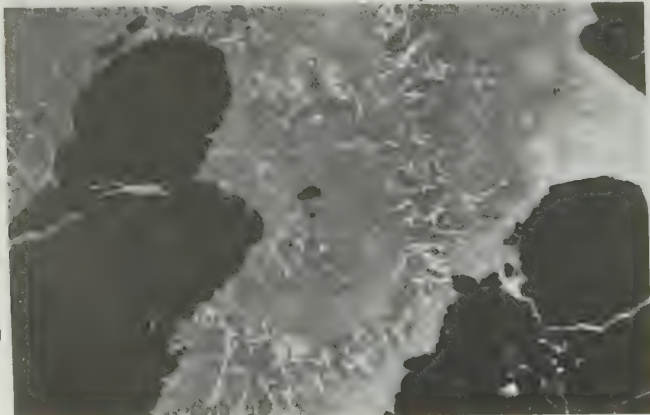
Abb. 3.3.e



Kristallisation der manganreichen Matrix zwischen den Komponenten unter Ausbildung kolloidaler Gefüge.

100x Öl Auflicht

Abb. 3.4



Während der Diagenese kam es zur Kristallisation der Zwickelbereiche zwischen den klastischen Komponenten unter häufiger Ausbildung von kolloidalen Gefügen (Abb. 3.4). Unterschiede im Eisengehalt bleiben durch schalige Verwachsungen von eisenreicheren und -ärmeren Braunitbildungen erhalten (Verwachsungsgefüge 1). Von hier ausgehend wurden die Komponenten verdrängt, wobei man je nach ihrem Aufbau unterschiedliche Umwandlungsbilder erhält.

Man kann unterscheiden in: a. Quarz

b. Chert

b.1. schaliger Aufbau

b.2. strahliger Aufbau

c. Dolomit

So drangen bei der Verdrängung von Quarzkomponenten von Korngrenzen und Rissen aus die Erzlösungen in die Kristalle ein und wandelten sie nach und nach um. Vom Rand her sproßten Braunitkristalle in die Gangart ein, das Wachstum wurde von angrenzenden Braunitkristallen gebremst. So entstanden endlich Bereiche mit meist hypidiomorphen Brauniten, in denen nur noch sehr wenige Quarzrelikte erhalten sind (Abb. 3.3b). Unterschiede im Eisengehalt des Ausgangsmaterials werden am Wechsel von eisenreicheren und -ärmeren Braunitkristallen und den unregelmäßig-scharfkantigen Verwachsungen deutlich (Verwachsungsgefüge 2 und 3).

Bei Umwandlungen von Chertrelikten mit schaligem Aufbau kam es zuerst zur Verdrängung von Einzelschalen, dann des gesamten Bereiches. Ebenso folgte bei strahligem Aufbau die Bildung von Braunit erst den Strahlen, bevor die vollständige Umwandlung einsetzte. Bei Dolomitrelikten bot die Spaltbarkeit ideale Angriffspunkte für die Manganlösungen (Abb. 3.5,6,7).

Unabhängig vom Ausgangsmaterial erfolgten die Umwandlungen in feinkristalline Brauniten mit einfachem Korngefüge, die teilweise noch ihre Entstehung anhand von durchgepausten Reliktgefügen deutlich werden lassen: Strahlen und Schalen (z.B. Verwachsungsgefüge 1).

Nicht mehr der Diagenese zuzuordnen sind Umkristallisationen, die zu gröber kristallinen Braunitaggregaten führten, welche Lamellen von eisenreichem Braunit eingelagert haben und noch die Gelenkstellung erkennen lassen. (Verwachsungsgefüge 4)

Bei beginnender Metamorphose bildeten sich große Braunitidioblasten, nicht einbaubare Gangartpartikel wurden hier an den Rand verlagert (Abb. 3.8).

Umwandlung schalig aufgebauten Cherts durch Manganminerale (heute Manganomelanminerale) mit selektiver Verdrängung einzelner Schalen.

130x Öl Auflicht

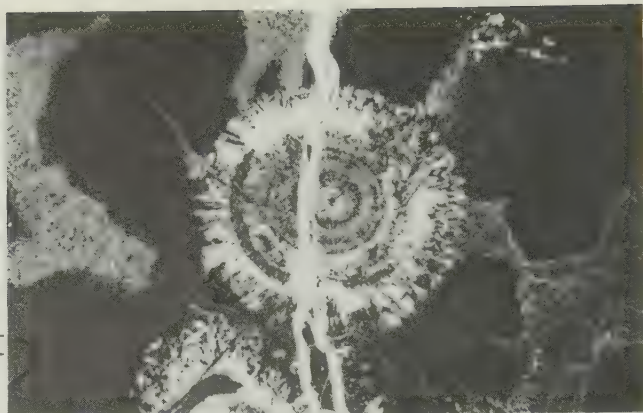


Abb. 3.5

Umwandlung strahligen Cherts durch Manganminerale (heute: Manganomelanphasen).

130x Öl Auflicht

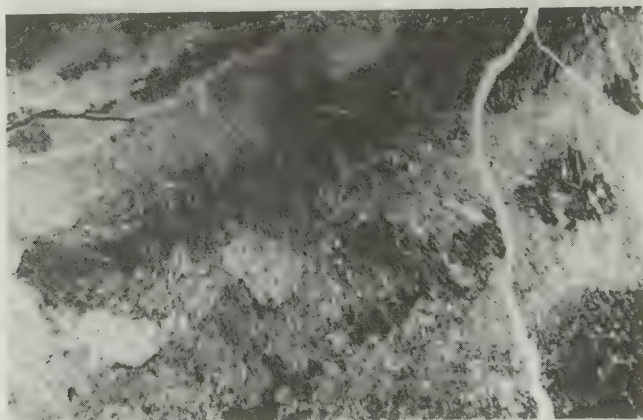


Abb. 3.6

Verdrängung von Dolomitrelikten durch Manganminerale (heute Manganomelanminerale).

130x Öl Auflicht

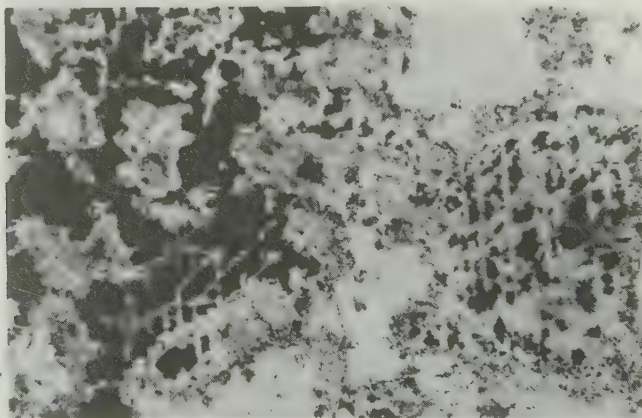
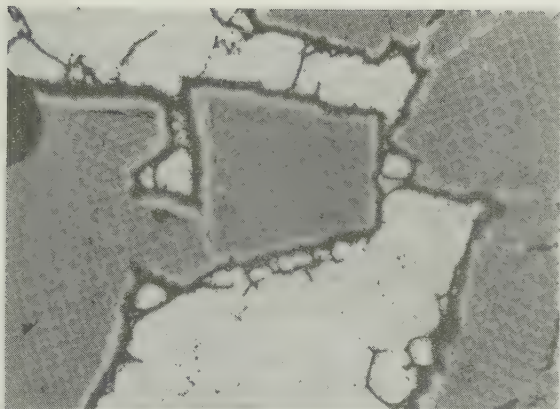


Abb. 3.7



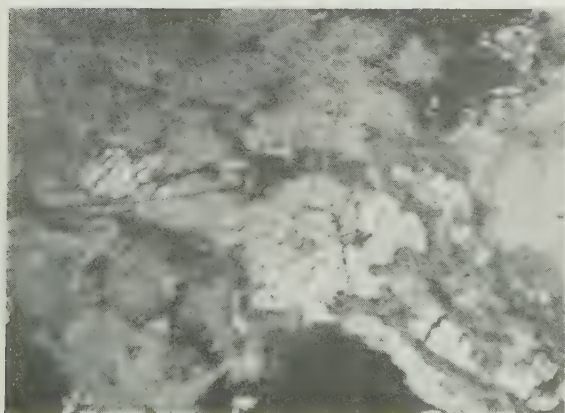
Große reine eisenfreie Braunitidioblasten mit reinem Quarzrand.

25x Auflicht

Abb. 3.8

Ebenfalls an der Grenze zur Metamorphose erfuhren die Brauniten eine strahlige Umkristallisation, zu Beginn spiegelten die eisenreichen Brauniten noch das einfache Korngefüge wider (Verwachsungsgefüge 2), später kristallisierten auch sie zu strahligen Bildungen um (Abb. 3.3d). 3.3d). (Verwachsungsgefüge 5)

Höher metamorphe Umwandlungen erlebten die Erze des Postmasburggebietes nicht, wie anhand von Untersuchungen an den zwischenlagernden Ton-schieferhorizonten gezeigt werden konnte (Kap. 4.). Sie unterlagen anschließend noch suprakrustalen Oxidationsprozessen.



Verwachsungen von Ramsdellit (dunkler) und Pyrolusit (heller).

100x Öl Auflicht

Abb. 3.9

Minerale der Psilomelan-Manganomelan-Gruppe (Braunsteingruppe)

In diese Gruppe gehören "alle künstlichen und natürlichen Manganoxide der Zusammensetzung $\text{MnO}_{1,7}$ bis MnO_2 , unabhängig vom Gehalt an fremden Kationen, OH^- -Ionen oder Wasser." (FRENZEL 1980 S. 55).

Unter oxidierenden Bedingungen wurden die Erze mehr oder minder vollständig in Glieder dieser Familie umgewandelt.

Im Ostgürtel ist das besonders häufige Auftreten von Ramsdellit (MnO_2 : Diaspor-Goethit-Struktur) zusammen mit Pyrolusit (MnO_2 : tetragonale Rutil-Struktur) charakteristisch. Ramsdellit scheint im Laufe der Oxidation in Pyrolusit überzugehen. (Abb. 3.9) Er tritt aber auch aus Gelentstehung büschelartig mit Pyrolusit verwachsen auf.

Bei bereits starker Umwandlung der Erze treten ganze Bereiche von wirrfaserig angeordneten Manganomelannädelchen, wahrscheinlich Kryptomelan ($\text{K}_{2-2}\text{Mn}_8\text{O}_{16}$), auf.

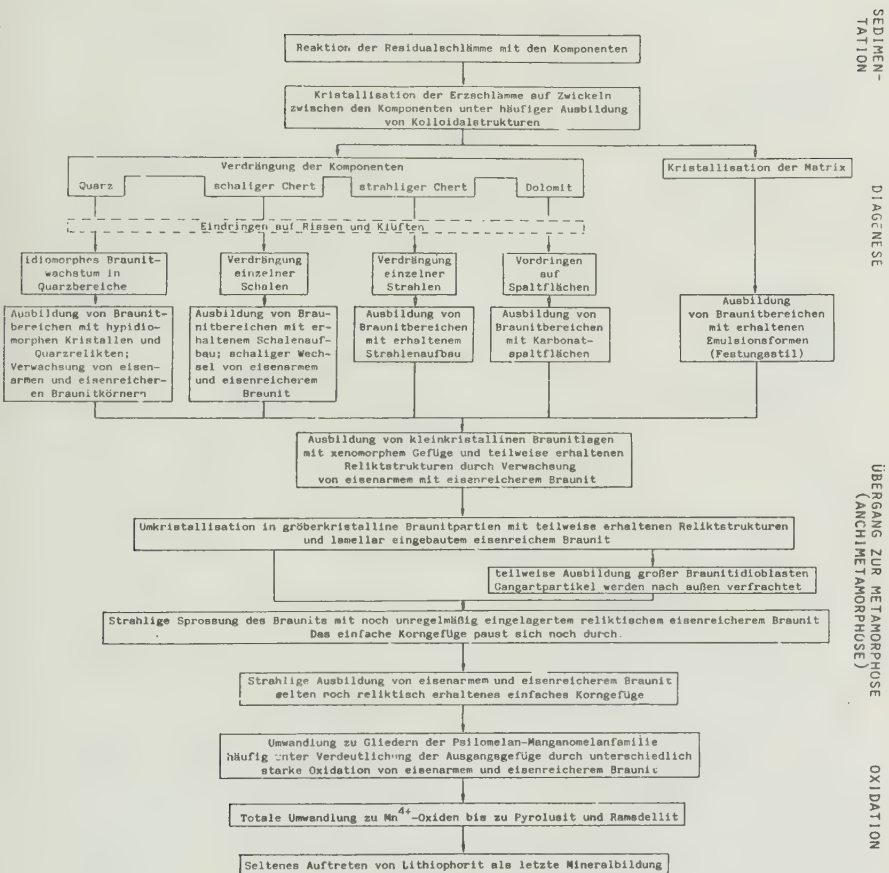
Offensichtlich werden die poröseren und unreineren Teile der Minerale bevorzugt oxidiert, ebenso wie eisenreicherer Braunit und Bixbyit bei gleicher Kristallisationsqualität anfälliger sind als reiner eisenarmer Braunit.

Hierdurch werden häufig Reliktstrukturen wie strahliger oder schaliger Aufbau, Lamellensysteme usw. wieder deutlich. Eisenreichere Braunitpartien sind unter diesen Bedingungen metastabil und werden früher zu Mineralen der Braunsteingruppe umgewandelt als die eisenfreien und -armen Teile.

Lithiophorit ($(\text{Al}, \text{Li})(\text{OH})_2 \times \text{MnO}_2$) ist im Ostgürtel entsprechend den niedrigen Aluminium- und Lithium-Gehalten von Dolomit sehr selten.

Er tritt als letzte Bildung bei der Oxidation der Erze auf. Dann ist er auf Rissen im Braunit zusammen mit Braunsteinmineralen zu sehen und bildet dort Nester aus. Kleine Lithiophoritnädelchen können auch wieder gemeinsam mit Manganomelanmineralen in Gangartbereichen neugesproßt sein.

ENTWICKLUNG DER ERZE DES OSTGÜRTELS



Tab. I Entwicklungsschritte des Braunit im Ostgürtel

3.2. Die Erze des Westlichen Vererzungstyps

Die Vererzung des Westgürtels tritt in Karstsystemen gebunden an Karsttone sowie konkordant in einer hangenden Tonschieferabfolge der Gamagarazeit auf.

Sekundäre Umlagerungsprozesse spielen eine geringe Rolle.

Die Erze dieser Vorkommen unterscheiden sich von der Wolhaarkopvererzung des Ostgürtels durch höhere Eisen- und niedrigere Siliziumdioxid-Gehalte. Freier Quarz ist so gut wie nicht vorhanden. Die Eisengehalte nehmen generell zum Hangenden hin zu, es treten aber auch hin und wieder zwischen den manganvererzten Lagen eisenreiche Bänder auf.

Hauptmanganminerale sind Bixbyit und Braunit. Es wird in der mikroskopischen Beschreibung der Name Bixbyit verwendet, weil nicht immer genaue Angaben über den Eisengehalt möglich sind. Generell handelt es sich bei den meisten hier mit Bixbyit bezeichneten Mineralen um Sitaparite ($10\text{--}30\% \text{Fe}_2\text{O}_3$), wesentlich seltener um Partridgeit ($<10\% \text{Fe}_2\text{O}_3$), was durch Mikrosondenanalysen stichpunktartig nachgewiesen werden konnte. (Kap. 5.2.)

3.2.1. Die Erzgefüge

Als hervorstechendstes Merkmal erscheint die meist sehr gut erhaltene Feinschichtung der Erzlagen. Nur vollständig umkristallisierte Partien lassen keine primäre Lamination mehr erkennen.

Die Einzellagen sind maximal 2 mm mächtig und verlaufen nicht kontinuierlich, sondern verdicken sich und nehmen wieder ab. Die Übergänge sind entweder scharf oder gradiert. So kann man z.B. zwischen fast reinen Tonschiefer- und Erzlagen sehr schöne gradierte Übergänge beobachten.

Die Feinschichtung wird hervorgerufen durch:

- a. Unterschiede im Erzgehalt (tonreichere Laminationen wechseln mit erzreicheren)
- b. Unterschiede im Hämatitgehalt
- c. Unterschiede in den Manganerzmineralen (z.B. Lithiophorit-Bändern wechseln mit Braunit-Feinschichten)

d. Unterschiede im Grad der Umkristallisation der Einzel-Laminationen (z.B. Bändchen mikrokonkretionärer Ausbildung wechsellagern mit grobkristallinen Partien)

Hierbei resultieren sowohl c als auch d aus a.

Zwischen den ruhigen Lagen sind immer wieder unregelmäßige Brekzien- und Tonpartien eingeschoben, die unruhige Perioden der Sedimentation anzeigen oder auf Schlammtransport von den höher gelegenen Teilen der Sinkholes zurückzuführen sind.

Neben diesen primären Strukturen sind folgende Kompaktions- und Deformationsstrukturen deutlich: Belastungsmarken, Schrumpfungsrisse und Gleitfältelung.

Daneben treten frühdiagenetisch gebildete Gangsysteme auf, die während der Kompaktion verfältelt und gestaucht wurden. Sie wurden später von weiteren Gangsystemen überprägt.

Außer der Feinschichtung sind auch die frühdiagenetischen Mikrokonkretionen sehr auffällig.

Meist sind sie nicht mehr rund sondern oval ausgelenkt parallel der Schichtung und zeigen ganz unterschiedliche Größe.

Eine unterentwickelte Form der Mikrokonkretionen dürften kleine Braunitkonzentrationen darstellen, die sich durch Umkristallisation in sternartige Kristallhaufen verwandelten.

Während der Umkristallisation der Erze gingen die frühen Merkmale teilweise verloren. So bildeten sich aus den Mikrokonkretionslagen Feinschichten mit körnigem Braunit- oder Bixbyiterz mit geringen Zwickelräumen.

Die bei beginnender Metamorphose stark umkristallisierten Erze zeigen einen grobkristallinen Aufbau mit großen Idioblasten von Bixbyit und Braunit und garbenartiger Sprossung der beiden Minerale.

Tektonische Beanspruchungen der Erzlagen bilden sich in zahlreichen Gangsystemen sowohl parallel als auch senkrecht zur Schichtung ab. Daneben gibt es Verwerfungen mit Versatzbeträgen und Schichtschlepungen und Rotationen, Grabenbrüche und durch schichtparallele Gleitungen zerrissene Gängchen. (Abb. 3.10)

Es läßt sich feststellen, daß Braunit- und Bixbyitmineralisation bereits sehr früh stattfand, da diese Gängchen z.T. während der Kompaktion mit verfaltet wurden, während Lithiophorit stets eine sehr späte Ganggeneration darstellt.

3.2.2. Die Mikrokonkretionen

Besonders häufig sind in den weniger stark umkristallisierten Anschliffen sogenannte Pseudo-Ooide (SCHNEIDERHÖHN 1931) erhalten. Es handelt sich dabei nicht um, wie früher angenommen, primärsedimentäre Strukturen sondern um frühdiagenetische Mikrokonkretionen. Nach CAROZZI (1960) und v.ENGELHARDT (1973) sind diese Bildungen in marinen Tongesteinen aller Formationen sehr weit verbreitet. Ihre Ausbildung ist für Tone mit hohen Aluminiumgehalten charakteristisch (CAROZZI 1960). Die Mikrokonkretionen fehlen so auch in den Anschliffen des Ostgürtels und sind nur in den hoch aluminiumhaltigen Abfolgen der Gamagara Tonschiefer häufig.

Sie treten in den Schliffen meist als abgeplattete, seltener kugelige Anreicherungen diagenetisch abgeschiedener Minerale auf.

Voraussetzung zur Bildung von Konkretionen ist ein nicht homogenes Sediment. Die Bedingungen, die zur punktförmigen Anreicherung führen, dürfen nur lokal vorhanden sein (v.ENGELHARDT 1973). Das erklärt auch die unterschiedliche Konzentration von Mikrokonkretionen in den einzelnen Feinschichten der Vorkommen.

Der besseren Wegbarkeit für die diffundierenden Lösungen wegen sind die Mikrokonkretionen meist parallel der Feinschichtung oder auch entlang von frühdiagenetischen Rissen des Gesteins angeordnet.

ILLIES (1949) unterscheidet 3 Typen von Konkretionen, wobei nur die zwei nachfolgend genannten in Tongesteinen vorkommen:

1. Konkretionen, die sich durch Ausfüllung des Porenraumes mit einem diagenetisch gebildeten Mineral bilden und
2. Konkretionen, die durch mechanische Verdrängung der Sedimentsubstanz durch wachsende Kristalle entstehen.

In den Erzen des Westgürtels treten die beiden obengenannten Typen auf, wobei Typ 1 sehr selten ist.

Bei dem ersten Typ verläuft die Feinschichtung des Gesteins innerhalb der Konkretion weiter, und die umliegenden Lagen sind nicht mechanisch beansprucht. Durch anschließende weitere Anlagerung werden die Konkretionen vergrößert, z.T. weist der Außenring auch radiale Schrumpfrisse auf.

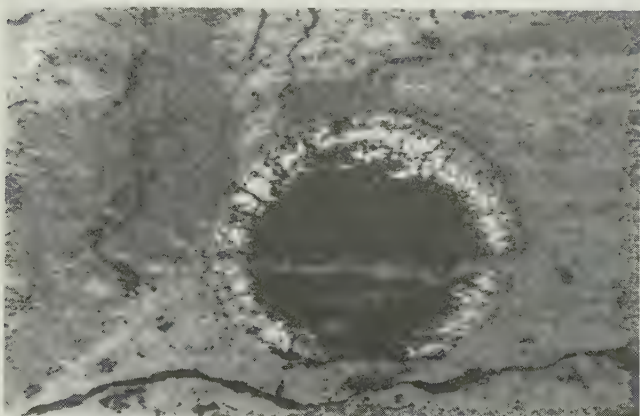
Durch spätere Bewegungen innerhalb des Gesteins können die Konkretionen zerbrochen, von kleinen Gängchen durchschlagen, verformt oder rotiert werden.



Grabenstruktur in gebänder-
tem Erz.

50x Auflicht

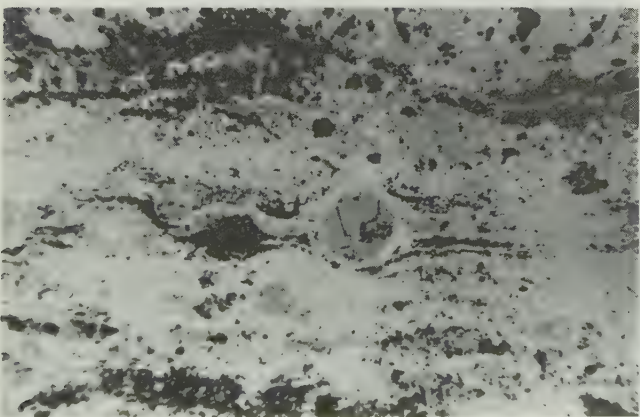
Abb. 3.10



Mikrokonkretionen des ersten
Typs. Die Schichtung läuft
hindurch, der durch spätere
Anlagerung entstandene Au-
ßenring weist Schrumpfrisse
auf.

100x Öl Auflicht

Abb. 3.11



Mikrokonkretionen des zwei-
ten Typs, gebildet durch Bei-
seitendrängen der noch plasti-
schen Tonschichten. Bei der
Umkristallisation der Innen-
bereiche zu Bixbyitkristallen
(mittelgrau) wird nicht be-
nötigtes SiO_2 (schwarz) an
Kristallgrenzen abgeschieden.

100x Öl Auflicht

Abb. 3.12

Typ 2 ist unvergleichlich viel häufiger ausgebildet. Er schließt praktisch kein detritisches Material ein und hat oft eine radialstrahlige Innenstruktur. So wird deutlich, daß er nicht im Porenraum gewachsen sein kann, sondern sich durch Beiseitedrängen des noch plastischen Tons gebildet haben muß, was auch an der Verbiegung der umliegenden Tonschichten ganz deutlich ist. Das häufig noch gut erhaltene stehende Achsenkreuz dokumentiert die kolloidale Entstehung der Rundkörper.

Nachfolgende Beanspruchung führt zu Abflachung der Rundstrukturen: Mikrodrucklinsen (ZIMMERMANN u. AMSTUTZ 1964), die durch diagenetische, mikrotektonische Lateralbewegung entstehen. Auf vorrangige Verformung in noch plastischem Zustand weisen auch die schwalbenschwanzartigen Auslenkungen der Mikrokonkretionen hin. Seltener treten zerbrochene und versetzt wieder verheilte Formen auf.

Durch weitere Anlagerung, Sammel- und Umkristallisation wurden die ursprünglichen Mineralbestände verändert und teilweise auch der radialstrahlige Aufbau zerstört. Z.T. wurden die Mikrokonkretionen von idiomorphen Kristallen umkrustet, oder wuchsen durch weitere Stoffzufuhr zu großen Bereichen zusammen und konnten schließlich ganze Lagen mit wenig Zwickelraum aufbauen. Dies führte zu einer Art Linsenschichtung.

Die frühesten noch erhaltenen Phasen der Mikrokonkretionen stellen Bixbyit, Braunit und Hämatit dar. Sie bildeten mikrokristalline Verwachsungen. In diesen Bereichen entstanden durch Umkristallisation idiomorphe Bixbyit- und Braunitkristalle. Häufig wurden die mikrokristallinen Innenräume von idiomorphen bzw. gröber kristallinen Kristallen umkrustet.

Während des Beginns der Mikrokonkretionsbildung war der Porenraum der Sedimente noch größer, somit konnte der Kompaktionsstrom frei zirkulieren und die Wachstumsgeschwindigkeit war relativ groß. Je weiter die Kompaktion fortschritt, desto mehr Zeit stand für die Kristallisation zur Verfügung, desto reiner und eigengestaltiger bildeten sich die Ränder aus.

3.2.3. Der Mineralbestand und seine Verwachsungen

Über die primär sedimentären Manganphasen lassen sich keine bestimmten Aussagen machen, die frühesten noch erhaltenen Phasen sind frühdiaogenetische Bildungen von Braunit, Bixbyit und Hämatit.

Braunit und Bixbyit

Die noch erkennbare Kristallisationsentwicklung von Braunit und Bixbyit begann vor der endgültigen Kompaktion der Tone mit der Entstehung von Mikrokonkretionen des 2. Typs. Braunit und/oder Bixbyit und Hämatit bauen in mikrokristallinen, "wolkenartigen" Verwachsungen die Rundkörper auf (Abb. 3.13). Oft zeigen sie noch deutlich das auf Gelentstehung hinweisende stehende Achsenkreuz.

Die mikrokristalline Ausbildung entspricht der hohen Wachstumsgeschwindigkeit in der Frühzeit der Diagenese. Unterschiede in der Stoffzufuhr zeigen sich an der teilweise unterschiedlichen Ausbildung von Innen- und Außenpartien der Mikrokonkretionen.

Bei fortschreitender Kompaktion wurden sie von idiomorphen Braunit- und Bixbyitkriställchen entsprechend der geringeren Wachstumsgeschwindigkeit umkrustet. (Tab. II)

Noch während der Diagenese entstanden im Innern durch Sammelkristallisation kleine idiomorphe Bixbyitkristalle in noch immer mikrokristalliner Braunitmatrix. Diese frühen Bixbyitbildungen enthielten bereits orientiert eingelagerte Braunitlamellen. (Abb. 3.14)

Die mikrokristallinen Braunitbereiche kristallisierten erst etwas später in klare, z.T. hypidiomorphe Braunitkristalle um. (Abb. 3.15)

Der Bixbyit verfügt gegenüber Braunit über einen wesentlich größeren Hang zur Idiomorphie.

Weitere Erhöhung der Auflast führte zu Bildung von idiomorphen Kristallen von Bixbyit und Braunit mit Lamellen des anderen Partners. Durch das Zusammenwachsen der ehemaligen Mikrokonkretionsbereiche entstanden ganze Lagen von Bixbyit bzw. Braunit mit einfachem Korngefüge. (Abb. 3.13) Teilweise ist auch hier noch das stehende Achsenkreuz deutlich.

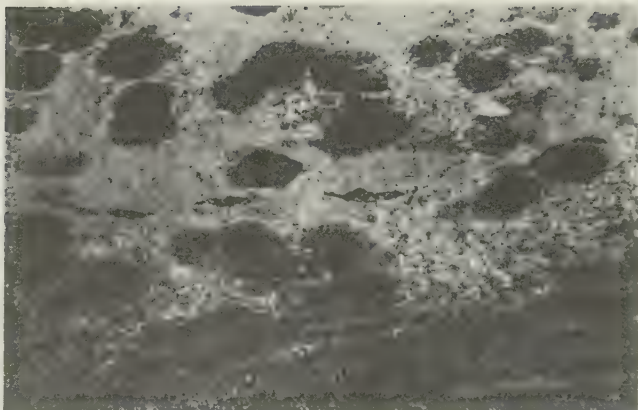
Totale Umwandlung der diagenetischen Gefüge fand erst während fortgeschrittener Anchimetamorphose statt, als sich große Bixbyitidioblasten mit Braunitlamellen bildeten. (Abb. 3.16) Oft wuchs Braunit auch um im Bixbyit eingeschlossene Gangartpartien herum wegen des höheren SiO_2 -Angebots.

Braunit kristallisierte auch als Ränder um Bixbyitidioblasten aus. Die optische Orientierung blieb erhalten (Abb. 3.17).

Bixbyit-Braunit-Mikrokonkretionen mit noch weitgehend mikrokristallinen Verwachsungen ("Wolken"). Am rechten Bildrand Bixbyitkristalle im Innern einer Konkretion (Pfeil). Am unteren Bildrand Übergang zu Mikrokonkretionslagen.

100x N+(87°) Auflicht

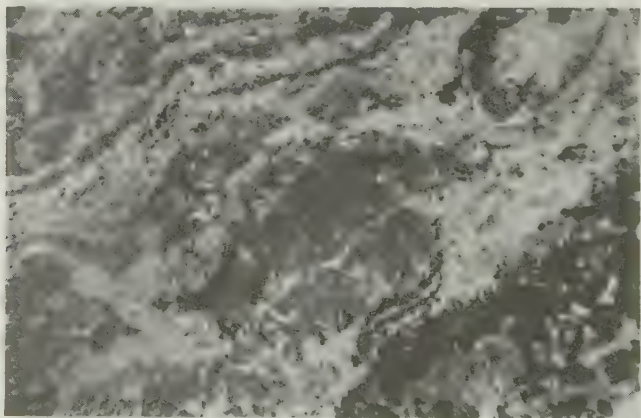
Abb. 3.13



Diagenetische Umkristallisation der Mikrokonkretionen; es bilden sich Bixbyitkristalle (hellgrau) mit eingelagerten Braunitlamellen in noch mikrokristallin ausgebildetem Braunit (grau).

160x Öl Auflicht

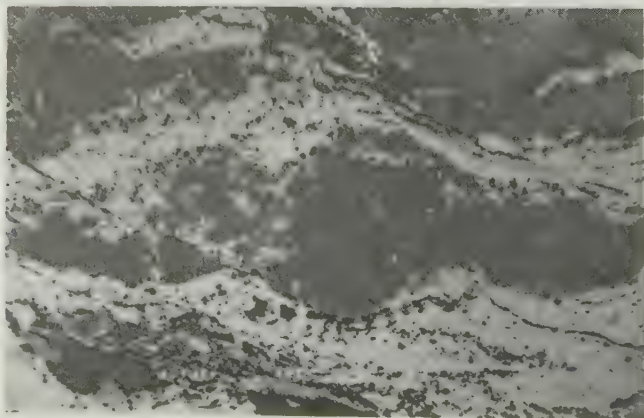
Abb. 3.14



Während der diagenetischen Umkristallisation bildet sich zuerst Bixbyit (hellgrau), es folgt Braunit (dunkelgrau). (Hell: Manganomelanminerale; schwarz: Gangart).

100x Öl Auflicht

Abb. 3.15



Während des Kristallwachstums baute Bixbyit Gangartminerale ein, die dann in einer Art Kornreinigung in einzelnen Lamellen konzentriert wurden (Abb. 3.18).

Endpunkt der Braunitentwicklung bei beginnender Metamorphose stellen sperrig-leistenförmige oder strahlig-büschelartige Aggregate dar. In den Zwickeln der Leisten können kleine Bixbyitkristalle und in den Büscheln Bixbyitstrahlen eingelagert sein.

Offensichtlich ist die Tatsache, ob Braunit oder Bixbyit gebildet wurden, ausschließlich eine Frage der vorhandenen geochemischen Bestandteile. Bislang wurde immer angenommen, daß der Bixbyit eine höhere Stufe der Metamorphose bedeute (SCHNEIDERHÖHN 1931), daß er den Braunit verdränge (SCHNEIDERHÖHN 1931, RAMDOHR 1975) bzw. der Braunit ihn (ROY 1981).

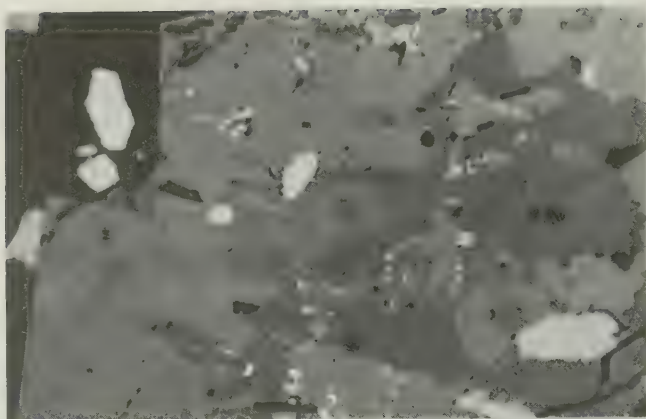
Bei genauer Betrachtung der Erzanschliffe zeigt es sich aber, daß es sich um zwei gleichberechtigte Erzphasen handelt, deren Bildung nur vom verwertbaren Eisen- und Siliziumgehalt der Umgebung abhängig war. Natürlich kamen hin und wieder auch untergeordnet Verdrängungsreaktionen vor. Z.B. gibt es Neubildungen von Bixbyit entlang von Rissen in Braunitbereichen.

Auf Unterschiede im Stoffbestand weist der Wechsel von Feinschichten mit hauptsächlich Braunit- und solchen mit Bixbyitkristallen hin. Das heißt, der Eisengehalt schwankte während der Sedimentation der Erzschlämme.

So bildeten sich bei ausreichendem Eisenangebot in den Mikrokonkretionen vorwiegend Bixbyitkristalle. Hierzu nicht benötigtes SiO_2 wurde randlich und an Kristallgrenzen abgelagert (Abb. 3.12).

Bei fast ausschließlichem Auftreten von Bixbyit wurden Mikrokonkretionen gebildet, die durch weiteres Wachstum ganze Lagen aufbauen konnten, auf deren Zwickeln Hämatit sitzt, was ein phänomenologisch myrmekitisches Gefüge entstehen läßt (Abb. 3.19).

Allerdings gibt es auch eine Art unverdaulichen Hämatits. Es handelt sich um runde Hämatitkörnchen, die z.B. im Braunit eingebaut sein können, aber niemals assimiliert werden (Abb. 3.20). SCHNEIDERHÖHN (1931) beschreibt ebenfalls dieses Phänomen und zeigt, daß diese Körnchen durch eine Glimmerumhüllung geschützt wurden.



Großer Bixbyitidioblast der
späten Anchizone (hellgrau)
mit Braunitlamellen (dun-
kelgrau).

205x Öl Auflicht

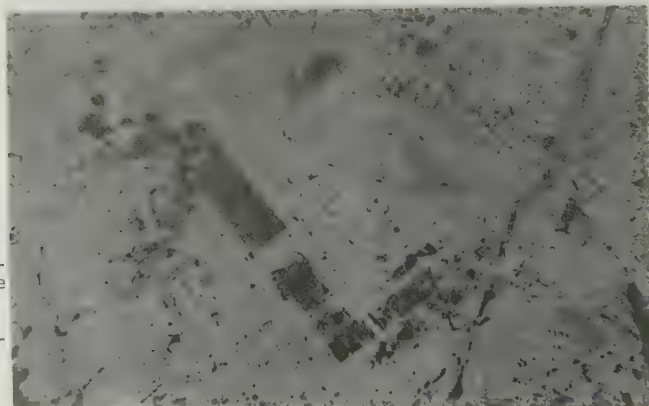
Abb. 3.16



Bixbyitidioblast mit Zwill-
lingsparkettierung und rei-
nen Brauniträndern dersel-
ben optischen Orientierung.

160x N+(87°) Öl Auflicht

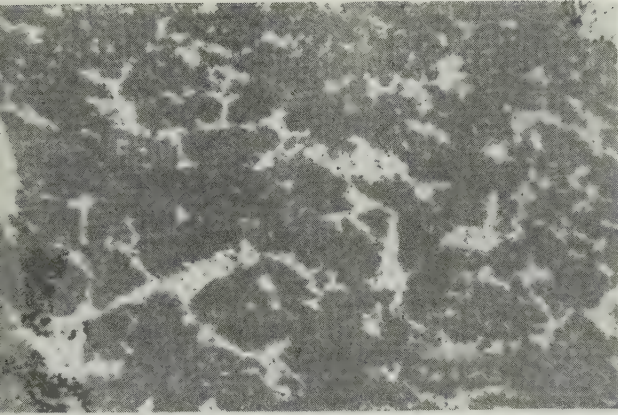
Abb. 3.17



Orientierte Gangarteinschlüs-
se in Bixbyitidioblasten, die
nach der Oxidation des Bix-
byits zu Gliedern der Manga-
nomelanfamilie erhalten blie-
ben.

130x Öl Auflicht

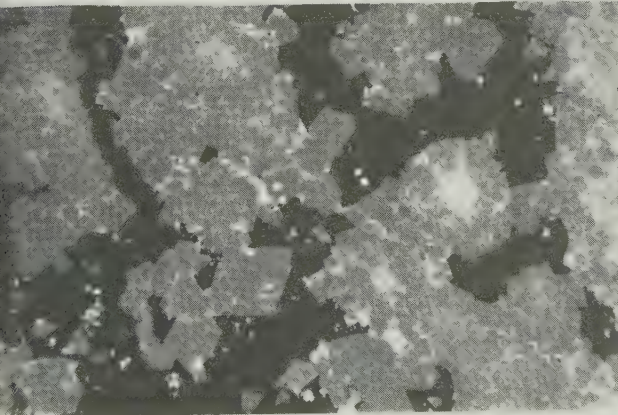
Abb. 3.18



Bixbyitmikrokonkretions-Lagen (grau), auf deren Zwickeln Hämatit (weiß) sitzt, bilden ein phänotypisch myrmekitisches Gefüge.

100x Öl Auflicht

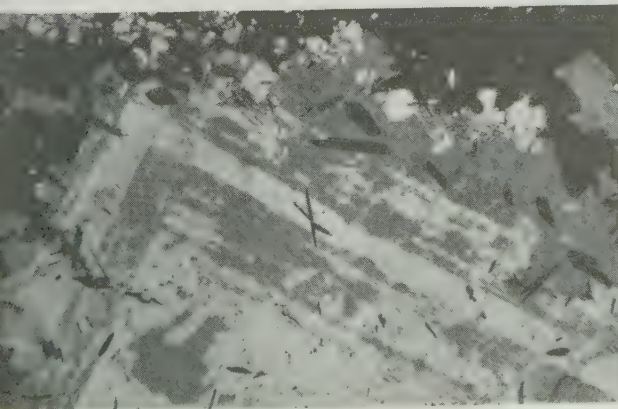
Abb. 3.19



Braunitkristalle (grau) lagern runde Hämatitkörnchen (weiß) ein, die durch Glimmerhäutchen vor der Assimilation geschützt sind. Poröser Innenbereich der Braunitkristalle, entstanden aus Mikrokonkretionen, wird bevorzugt zu Manganomelanmineralen (hell) umgewandelt (schwarz: Gangart).

160x Öl Auflicht

Abb. 3.20



Orientierte Verwachsungen von eisenreicherem und eisenärmerem Bixbyit. Durch leichtere Oxidation der eisenreicheren Partien zu Manganomelanmineralen (hellgrau) wird der Zonarbau hervorgehoben (mittelgrau: Braunit).

100x Öl Auflicht

Abb. 3.21

In relativ reiner Braunitumgebung treten Braunitkonkretionen auf, die von idiomorphen Braunitzähnen umkrustet wurden.

Sowohl bei Bixbyit als auch bei Braunit sind u.d.M. geringe Farbunterschiede deutlich. Das ist auf wechselnde Eisengehalte zurückzuführen. (Kap. 5.2.) Die Verwachsungen dieser Varianten folgten denselben kristallographischen Gesetzen wie die von Braunit und Bixbyit. So lassen sich bei den Bixbyitidioblasten sehr schöner Zonarbau und Lamellensysteme sehen (Abb. 3.21).

Neben ihrer eigenständigen Entwicklung kommen Braunit und Bixbyit auch als Verdränger anderer Minerale vor. Sie bildeten z.B. Diaspore pseudomorph nach. Hierbei begann die Umwandlung an den Kristallgrenzen und schritt solange voran, bis nur noch die ehemaligen Kristallgrenzen und die Spaltbarkeiten sichtbar waren.

Auch Hausmannit wurde von Braunit verdrängt (Abb. 3.22).

Bei der Oxidation wurden Bixbyit und Braunit in Manganomelanminerale bis hin zum Pyrolusit oder aber in Lithiophorit umgewandelt. Dieser tritt, des besseren Aluminiumangebots wegen, vor allem in der Nähe von Diasporkristallen auf. Es wurden bei der Verwitterung bevorzugt die schlecht kristallisierten Bereiche sowie bei zonarer Verwachsung eisenreichere Zonen verdrängt. So findet man häufig bei ehemaligen Mikrokonkretionen in Manganomelanmineralen umgewandelte Innenbereiche (ehemalige diffuse Bixbyit-Braunit-Verwachsungen) mit noch vollständig erhaltenen Außenbereichen von Bixbyit und Braunit. Dies kann leicht den Anschein erwecken, als handele es sich um eine primäre Bildung von Manganomelanmineralen im Inneren der Aggregate (Abb. 3.20). Ebenso kann man bei den zonar gebauten Bixbyitidioblasten der beginnenden Metamorphose gut ausgebildeten Relikt-Zonarbau sehen (Abb. 3.21). Auch die Gangartlamellen blieben nach vollständiger Umwandlung deutlich in der Manganomelangrundmasse erhalten (Abb. 3.18).

Hausmannit (Mn_3O_4) konnte in keinem Schliiff mit noch erhaltenem diagenetischem Bestand identifiziert werden. Er bildete sich offenbar erst in der Übergangszone zur Metamorphose (Tab. II).

Hier tritt er zusammen mit Bixbyit in einfachem Korngefüge verwachsen auf.

Später kristallisierten große Hausmannitidioblasten aus, die dann ebenso wie auch die beschriebenen Bixbyit-Hausmannit-Verwachsungen von reinen Bixbyiträndern umgeben wurden (Abb. 3.23).

Von hier aus begann die Verdrängung des Hausmannits durch Bixbyit, dieser drang auf kleinen Gängchen in die Hausmannitkristalle ein, oder wandelte ihn von den Kristallgrenzen aus um.

Auch Braunit verdrängte den Hausmannit. Die Umwandlung erfolgte entweder pseudomorph, z.T. unter Beibehaltung des Lamellensystems, z.T. bildete der Braunit auch ein körniges Gefüge aus (Abb. 3.22). Er kann Hausmannit auch in den Hausmannit-Bixbyit-Verwachsungen verdrängt haben und zeigt dann zusammen mit Bixbyit ein für ihn untypisches Verwachsungsgefüge.

Hausmannit neigt zu schneller Umwandlung unter oxidierenden Bedingungen. So wurde er meist mehr oder weniger zu Manganomelanmineralen umgewandelt. Hierbei blieb häufig sein Lamellensystem erhalten.

Da der Hausmannit während seiner Kristallisation größere Mengen von Gangart eingebaut hatte, liegt diese jetzt in einer Braunsteinmatrix. Die Verdrängung des Hausmannits ging von Lamellen und Kristallgrenzen aus, angrenzender Braunit ist wesentlich stabiler und wurde nur langsam umgewandelt.

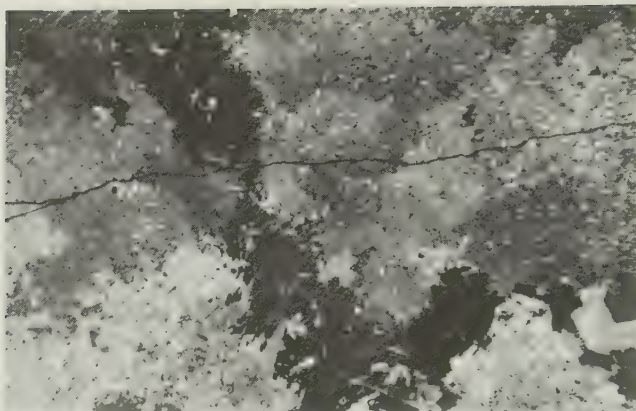
Hämatit (Fe_2O_3) tritt sowohl detritisch als auch im Sediment gewachsen auf. In detritischer Form kommt er als Komponenten in konglomeratisch oder brekziös ausgebildetem Manganerz vor, das während unruhiger Sedimentationsperioden dem gebänderten Erz zwischengelagert wurde. Hierbei handelt es sich wohl um aufgearbeitete BIF, die die Gamagara-Tonschiefer stratigraphisch unterlagert (Abb. 3.24).

Diagenetisch war er bereits in den Braunit-Bixbyit-Mikrokonkretionen vorhanden. Hier wurde er meist zur Bildung von Bixbyitkristallen verwendet, die nach Mikrosondenanalysen häufig $\leq 16\%$ FeO führen. Er tritt aber auch in eigenständigen Mikrokonkretionen auf, hier sproßten dann kleine wirrfaserige Hämatitnadelchen neu, die bei weiterer Umwandlung zu Kristallmosaikern kristallisierten, welche von lauter kleinen hypidiomorphen Einzelindividuen aufgebaut wurden (Abb. 3.25).

In den gröberkristallinen Erzen der Anchimetamorphose kommt Hämatit, wie bereits beschrieben, als kugelartige Bildung zusammen mit Braunit vor. SCHNEIDERHÖHN (1931) beschreibt Glimmerplättchen als Schutz vor der Assimilation (Abb. 3.20).

Große Hausmannitidioblasten
(Schleifkratzer) werden von
körnigem Braunit verdrängt.
100x N+(85°) Auflicht

Abb. 3.22



Hausmannit (meist dunkel-
grau; hoher Reflexions-
pleochroismus) und Bixbyit
(hellgrau) -Verwachsungen
von reinem Bixbyit umran-
det.

100x Öl Auflicht

Abb. 3.23



BIF-Komponente in Manganerz:
Manganomelanminerale (hell-
grau) und Braunit (mittel-
grau); (schwarz: Gangart).

25x Auflicht

Abb. 3.24



Bei der Oxidation von eisenführenden Manganmineralen, wie hier z.B. Bixbyit zu Mn^{4+} -Oxiden wurde häufig Eisen frei, das sich als Hämatit abschied. Die Glieder der Manganomelan-Gruppe und Lithiophorit bauen nur sehr geringe Mengen Eisen ein. Hämatit bildete so Intergranularfilme und feinste Lagen aus. Diese Filme enden jeweils vor noch erhaltenen Bixbyitbildungen (Abb. 3.26).

Hämatit kristallisierte auch in Form von äußerlich idiomorphen Kristallen oder Kristallskeletten, die innerlich von einem locker-sperigen Haufwerk kleiner Hämatitleisten aufgebaut sind, neu. Diese Kristallskelette wuchsen über alle vorhandenen Gefüge hinweg und dokumentieren so ihre sekundäre Entstehung.

Bei der Oxidation der Bixbyitbereiche zu Lithiophorit wurde Eisen frei, das wieder zu Hämatit in Intergranularfilmen, kleinen Knollen und unregelmäßigen Körpern wurde. Erfuhren diese Lithiophoritlagen durch Sammelkristallisation eine Kornvergrößerung, so kristallisierte auch der Hämatit neu.

Eigenständiger Hämatit wird als stabile Phase bei der Umwandlung der Manganminerale in vierwertige Oxide nicht angegriffen, er bleibt unverändert in einer Manganomelanmatrix erhalten.

Während aller Wachstumsphasen der Erze kam es zu Gangmineralisation von Hämatit. Hier kann er auch große idiomorphe Kristalle mit mehreren sich durchkreuzenden Lamellensystemen bilden (Abb. 3.27).

Diaspor ($AlO(OH)$) und Ephesit ($Na, Li, 1/2Ca$) $Al_2 [(OH)_2/Al(Al, Si)Si_2O_{10}]$, treten ebenfalls in mehreren Generationen auf und kristallisierten mehrfach um. Ihr häufiges Vorkommen in den Tonschiefererzen des Westgürtels ist mit den Aluminium-, Lithium- und Natriumgehalten von Tonen zu erklären.

In grobkristallinem Erz bildeten sie idiomorphe Kristalle und Kristallaggregate aus.

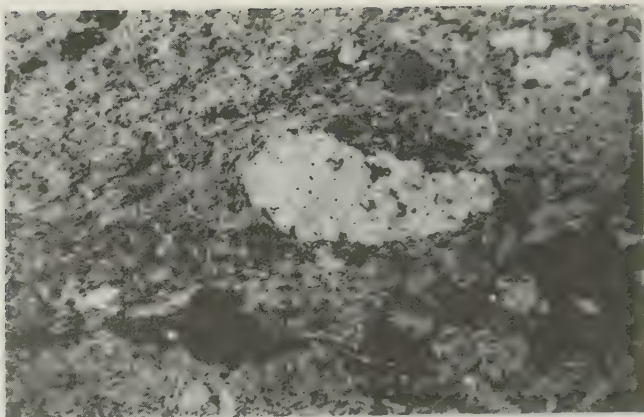
Sie entstanden diagenetisch aus Tonmineralen, was auch in den Schliffen deutlich ist und wurden ihrerseits von Bixbyit und Braunit sowie von Hämatit, Manganomelanmineralen und Lithiophorit meist pseudomorph verdrängt (Abb. 3.28).

Der Diaspor baute der Literatur und eigenen Dünnschliffbeobachtungen zufolge Mangan ein, was sich durch eine Brauntönung anzeigt.

Umkristallisierte Hämatit-
konkretion in Ton-Braunit-
Manganomelan-Matrix.

160x Öl Auflicht

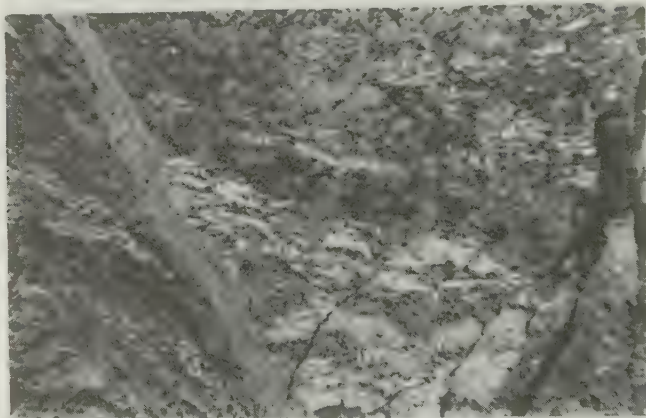
Abb. 3.25



Bei der Oxidation von Bix-
byit (mittelgraue Konkreti-
on in der Bildmitte) zu Li-
thiophorit (mittel- u. dun-
kelgrau) wird Hämatit ge-
bildet (hellgrau). Die Hä-
matitintergranularfilme
enden vor noch erhaltenen
Bixbyitkonkretionen.

100x Auflicht

Abb. 3.26



Grobe Hämatitkristalle mit
Lamellensystemen.

160x Öl Auflicht

Abb. 3.27



Lithiophorit $((\text{Al}, \text{Li})(\text{OH})_2 \times \text{MnO}_2)$ ist ein übliches Mineral der Verwitterungszone. Er ist in den Erzen des Westgürtels häufig ausgebildet, da in der stark Aluminium-haltigen Gamagarashale das nötige Aluminiumangebot sichergestellt ist. Er ist meist ein Verdrängungsmineral und wandelte sowohl Tonminerale (wohl hauptsächlich Kaolinit) und den aus Tonmineralen entstandenen Mangandiaspor als auch Bixbyit und Braunit um (Abb. 3.29 u. 3.30).

Als Verdränger von Tonmineralen tritt er zusammen mit Pyrolusit auf Zwickeln der Bixbyit-Braunit-Mikrokonkretionen auf, von wo aus er auch frontal in die Mikrokonkretionen einwanderte und diese häufig unter Erhaltung des Sphärolithenkreuzes umwandelte. Hierbei blieben die Umrisse der ehemaligen Konkretionen erhalten, da er jetzt gröberkristallin ausgebildet ist als in der Matrix. Der nicht mehr benötigte Eisengehalt wurde in Form von Hämatitsäumen und - intergranularfilmen abgelagert. Diese Filme enden jeweils an den noch erhaltenen Bixbyitrelikten. (Abb. 3.26)

Waren Diasporkriställchen im verdrängten Bixbyit eingeschlossen, so wurden diese bei der Umwandlung in Lithiophorit "aufgezehrt". Es scheint sogar, als ob das Vorhandensein dieser Kristalle die Umwandlung beschleunigte. Die den Diasporeinschlüssen am nächsten liegenden Partien wurden zuerst zu Lithiophorit umgewandelt (Al-Gehalte).

Bei der Verdrängung von gut kristallisiertem Bixbyit blieb teilweise die Zwillingslamellierung reliktsch erhalten (Abb. 3.29).

Bei weit fortgeschrittener Umwandlung kann der Lithiophorit zusammen mit Hämatitintergranularfilmen ganze Feinschichten aufbauen.

Er zeigt dann ein verschränktes panxenomorphes Korngefüge.

Verdrängte der Lithiophorit den diagenetisch gebildeten Diaspor, so begann er an Kristallgrenzen und Spaltflächen und füllte schließlich pseudomorph den gesamten Kristall aus.

Lithiophorit tritt häufig auf Gängen auf, meist handelt es sich um die jüngste Ganggeneration. Hier kann er auch sehr grobkristallin ausgebildet sein und orientiert submikroskopische Einschlüsse eingelagert haben.

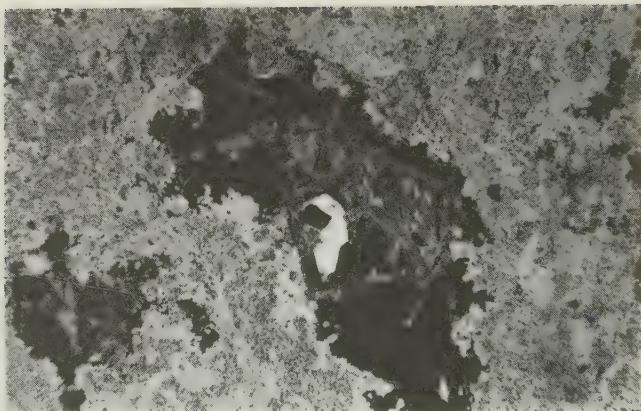
Er neigt stark zur Idiomorphie.

Zusammen mit Lithiophorit treten häufig neugesproßte Manganitnadeln auf. Sie stellen eine noch jüngere Bildung dar.

Lithiophorit (hell- u. dunkelgrau in schwarzer Gangart) verdrängt Diasporstengel (schwarz) pseudomorph (weiß: Pyrolusit).

100x Auflicht

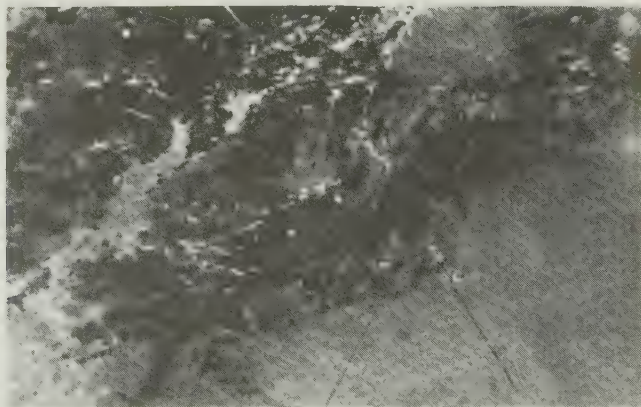
Abb. 3.28



Lithiophorit verdrängt Bixbyitidioblasten und zeichnet die Lamellensysteme nach.

130x Öl Auflicht

Abb. 3.29



Lithiophorit (dunkelgrau) verdrängt konkretionäre Bixbyit-Braunit-Bildungen (hellgrau) unter Beibehaltung der Mikrokonkretionsstruktur und des stehenden Achsenkreuzes in Manganomelan-Lithiophorit-Matrix.

100x Auflicht

Abb. 3.30



Manganomelanminerale. Die Minerale dieser Gruppe gehören ebenso wie Lithiophorit zu den Bildungen der Verwitterungszone. Sie sind u.d.M. nicht sicher unterscheidbar. Es konnten röntgenographisch nur Kryptomelan, Pyrolusit und Ramsdellit nachgewiesen werden. Psilomelan, der häufig beschrieben wird, ist wohl nur so untergeordnet vorhanden, daß er röntgenographisch nicht erscheint.

Sie treten in den untersuchten Erzanschliffen ausschließlich als Verdränger älterer Manganphasen auf. Hierbei ist zu sagen, daß bevorzugt die frühdiagenetischen porösen Bildungen (Braunit-Bixbyit-Mikrokonkretionen) verdrängt wurden. Bei stark umkristallisierten Erzen war der Bixbyit wesentlich anfälliger als Braunit. So findet man bei gleich guter Kristallinität beider Phasen häufig Manganomelanpseudomorphosen nach Bixbyit in völlig intakten Braunitbereichen. Seltener ging die Entwicklung bis hin zu reinem Pyrolusit.

Hausmannit ist ganz besonders leicht umzuwandeln, sodaß er nur selten noch vollständig erhalten ist.

Bei der Umwandlung blieben häufig Strukturerelikte wie Sphärolithenkreuze, Lamellensysteme und Spaltbarkeiten erhalten. Meist wurde ein kryptokristallines Gemenge gebildet, seltener treten kleine Kristalleiten auf, die büschelartig in Bixbyit-Braunit-Bereiche hineinsproßten.

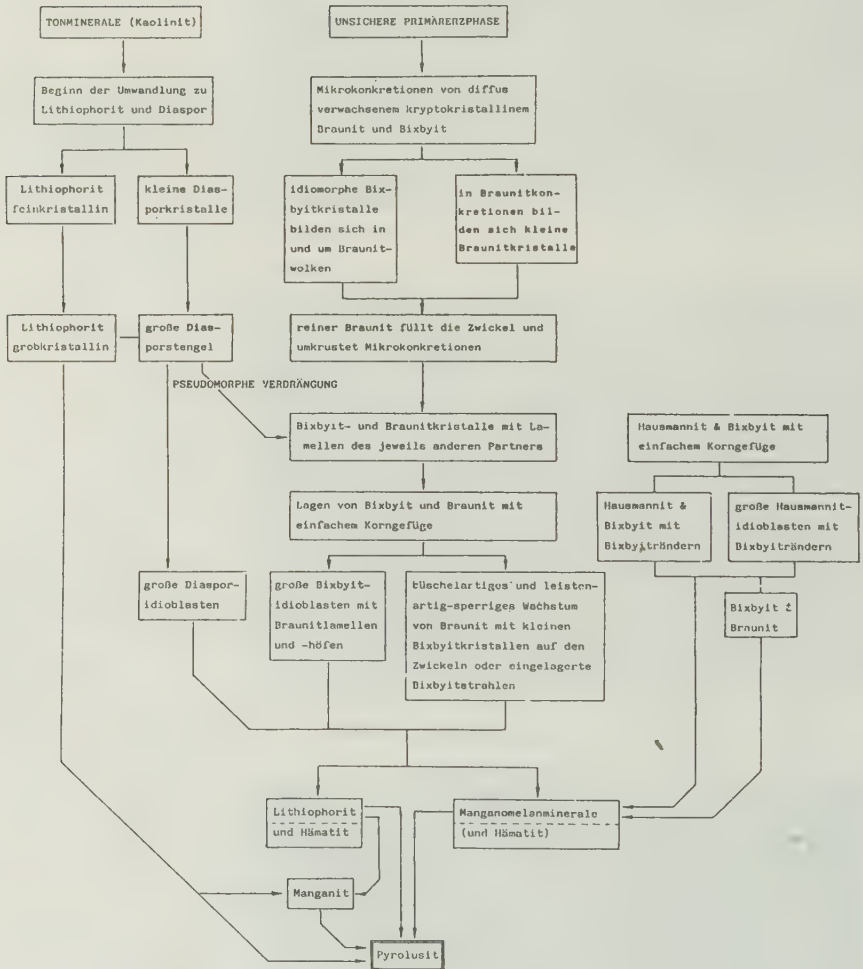
Pyrolusit tritt zusammen mit dem sehr viel selteneren Ramsdellit auf. Teilweise ist er auch in Lithiophoritbereichen zu finden, wo er wohl den Manganit pseudomorph verdrängte. Er stellt somit die letzte Phase der Entwicklung dar. (s. Tab. II)

Manganit ($\gamma\text{-MnO(OH)}$) ist deutlich jünger als Lithiophorit. Seine Kristallnadelchen durchspießten idiomorph Lithiophoritgänge und drangen in Lithiophoritfeinschichten ein.

Er tritt vorzugsweise in Lithiophoritumgebung auf, durchspießte aber auch alle anderen Manganphasen idiomorph.

Teilweise ist seine eigene pseudomorphe Verdrängung durch Pyrolusit schon weit fortgeschritten.

ENTWICKLUNG DER ERZE DES WESTGÜRTELS



Tab. 11 Entwicklungsschritte der Erze des Westgürtels

3.3. Die Erze des Gemischten Typs

Bei den Vererzungen des sogenannten Gemischten Typs handelt es sich um eine Manganmineralisation der silikatischen Einsturz- und Residualbrekzie und um Manganerze in Tonschiefern, die aber nicht, wie in der Literatur angegeben, ausschließlich mit der Gamagara Tonschieferabfolge gleichzusetzen sind. Es handelt sich vielmehr teils um vererzte Karsttone, teils um marine Ablagerungen aus der Asbestos Hills und Gamagara Zeit.

Die Erze sind weniger reich als die des West- und Ostgürtels und führen weniger SiO_2 und Fe_2O_3 .

3.3.1. Die Erzgefüge

In den Gefügen der silikatischen Brekzienerze sind keine großen Unterschiede zu den Bildungen des Ostgürtels festzustellen. Sie werden deshalb hier nicht mehr beschrieben.

Die Vererzungen in den Tonschieferlagen zeigen deutlich eine sehr gut erhaltene Feinschichtung. Die Lamination kommt durch Unterschiede im Gehalt an Tonmineralen, Hämatit und in der Kristallinität der Einzellagen d.h. auch stoffbedingt zustande.

Die Erze sind sehr feinkristallin.

Brekzien- und konglomeratische Lagen deuten auf unruhigere Phasen der Sedimentation hin.

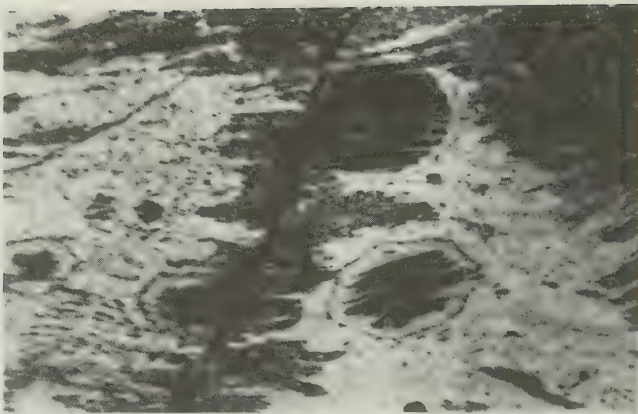
Als frühdiagenetische Bildungen treten Mikrokonkretionen, sowohl des ersten als auch des zweiten Typs auf, wobei solche des zweiten Typs wesentlich seltener sind als im Westgürtel (Abb. 3.31 u. 3.32). Durch nachträgliche tektonische Beanspruchung der Erzlagen wurden mehrere Gangsysteme sowie Verwerfungen, Staffel- und Grabenbrüche und in situ - Brekzien gebildet (Abb. 3.33).

Auffällig ist, daß bei den Anschliffen aus dem Norden und Süden des Postmasburgfeldes Brüche bzw. Gänge senkrecht und parallel der Schichtung vorherrschen, während im Aucampsrus-Turner-Gebiet weit mehr Klüfte mit einem Winkel von ca. 45° zur Schichtung, verbunden mit schichtparallelen Gleitungen, auftreten. Diese Tatsache in Verbindung mit der allgemein stärkeren tektonischen Beanspruchung der Erze könnte weitere Argumente für die Überschiebungstheorie in diesem Gebiet liefern.

Mikrokonkretionen des ersten Typs mit erhaltener und nach außen aufgebogener Schichtung.

50x Öl Auflicht

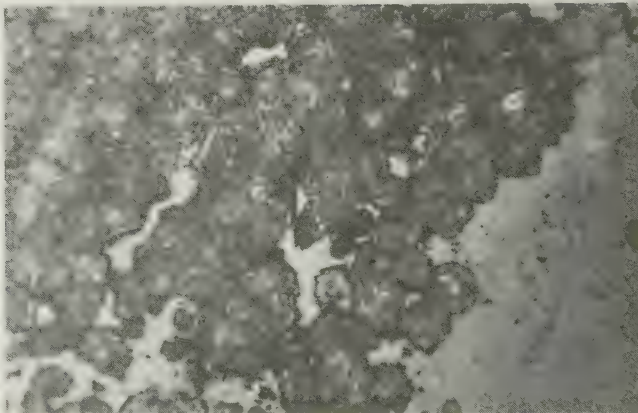
Abb. 3.31



Mikrokonkretionen des zweiten Typs mit Umkrustung durch idiomorphe Braunitkristalle (dunkelgrau).

205x Öl Auflicht

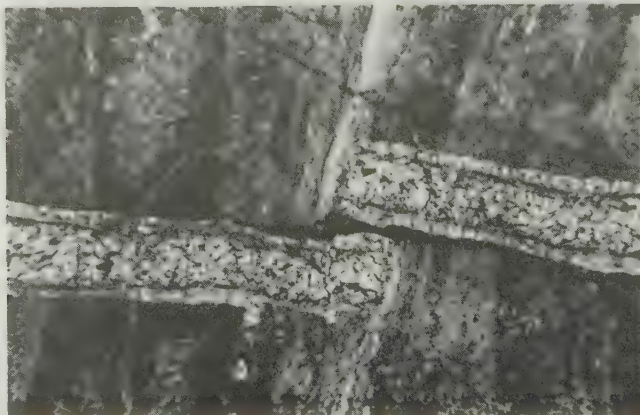
Abb. 3.32



Frühdiagenetischer Gang, der vor der endgültigen Kompaktion der Schichten ausgefüllt wurde.

100x Auflicht

Abb. 3.33



3.3.2. Der Mineralbestand und seine Verwachsungen

Braunit und Bixbyit: Bei weitem das häufigste primärdiagenetische Erzmineral ist der Braunit. Er ist hier wieder mit unterschiedlichen Eisengehalten vorhanden, was an der Färbung deutlich wird. Sehr untergeordnet findet man auch Bixbyit mit ihm verwachsen.

In den Vererzungen der silikatischen Brekzie tritt Braunit in kleinen teils idiomorphen Kriställchen aber auch sehr grobkristallin auf. Er verdrängte die Gangartkomponenten mit denselben Mechanismen wie im Ostgürtel.

Die Verwachsungen der verschiedenen Braunitvarietäten sind auch hier wieder, wie im Ostgürtel beschrieben, diffus, in einfachem Korngefüge oder die Korngrenzen überschneidend, das Gefüge nachzeichnend oder aber lamellar. Besonders schön sind beim Gemischten Typ die festungsartigen Verwachsungen ausgebildet, bei denen es sich um ehemalige Gelstrukturen handelt. Hierbei werden die einzelnen Kristallgrenzen des umkristallisierten Braunits wieder völlig von den geochemischen Grenzen überschritten. Letztere behielten den rhythmischen Aufbau bei.

Verdrängte Braunit dagegen bereits idiomorph kristallisierte Quarze, so fielen die geochemischen Grenzen mit den Korngrenzen der Braunitkristalle zusammen.

Anscheinend war aber die Bildung eisenreicheren Braunits nicht ausschließlich Abbildung des Stoffbestandes der verdrängten Gangart, sondern konnte auch nachträglich an kleinen Hämatitgängchen oder ehemaligen sonstigen Transportwegen stattfinden.

Häufig wurden Aggregate von Braunit mit wenig Bixbyit in einer weiteren Kristallisationsgeneration von reinen "Braunitaifischzähnen" umkrustet, die auch in die Gangart spießten (Abb. 3.34).

Auch hier sind wieder die späteren Phasen deutlich reiner als die frühdiagenetischen Bildungen. So sind ehemalige SiO_2 -Zwickel auch nach der Verdrängung der größeren Reinheit des Braunits wegen noch gut als solche zu erkennen.

Aus der Entwicklungsreihe des Braunits sind alle aus dem Ostgürtel bekannten Schritte vorhanden. (s. Tab.-I)

Auch bei den Erzen in den Tonlagen stellt der Braunit das Haupterzmineral dar.

Häufig sind Mikrokonkretionen des ersten Typs vorhanden (Abb. 3.31). Sie haben noch erhaltene Schichtung und Schrumpfungsriss in den Außenbereichen. Die Schichten sind randlich leicht gebogen. Teilweise wurden auch Mikrokonkretionen relativ zu den umgebenden Tonschichten rotiert.

Selten treten auch Mikrokonkretionen des zweiten Typs auf. Sie sind auf die Vorkommen, in denen vererzte Gamagara Tonschiefer auftreten, beschränkt (Abb. 3.32). Die diffusen Innenbereiche wurden von idiomorphen Braunitzähnen umkrustet. Auf den Zwickeln wurde Lithiophorit als Verdrängungsprodukt der tonigen Gangart ausgebildet:

Braunit stellt auch das häufigste Erzmineral dar, wobei wieder je nach Alter der Mineralisation von schlechtkristallisiertem, unreinem Braunit bis zu idiomorphen reinen Kristallen alle Ausbildungen vorkommen.

Häufig wurden die Erze in der Oxidationszone relativ stark in Manganomelanminerale umgewandelt. Die Verdrängung konnte bei Braunit von innen her erfolgen oder auch bevorzugt die Braunitzähne in den Gangartbereichen erfassen. Die Zähne wurden dann zu büschelartigem Pyrolusit und Ramsdellit umkristallisiert, aber auch an Rissen im Kristallinneren treten diese Minerale mit Büschelwachstum auf (Abb. 3.36).

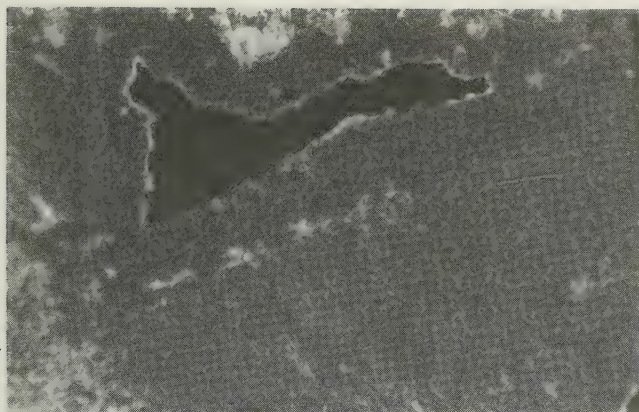
Bei der Verdrängung blieben auch hier Strukturen als Relikte erhalten (z.B. zonarer Bau) (Abb. 3.35).

Hämatit tritt wieder als detritische Komponenten oder als im Sediment gewachsene Bildung auf.

Oft kommt er zusammen mit Braunit vor, wobei er Leisten, die umkrustet von Braunit in der Gangart eingelagert sind, oder kleine Nädelchen in Braunitbereichen, die nach und nach zu größeren Leisten umkristallisierten, ausbildete. Die bereits bei den Westgürtelerzen beschriebenen nicht assimilierbaren Hämatitkörner sind hier sehr häufig.

Tritt Hämatit als gröbere Kristallisate auf, dann bildet er schöne Lamellensysteme aus.

Teilweise können ganze Feinschichten von Hämatit aufgebaut sein. Hämatit kommt auch als Verdränger der Gangart in wirren leistenförmigen Aggregaten vor und zeigt damit die Mobilität des Eisens an.



Reine Braunitbildungen um Braunit-Bixbyit-Verwachsungen. Bixbyit (hellgrau) ist bereits teilweise in Manganomelanminerale (weiß) umgewandelt. Braunit: grau; Gangart: schwarz.

160x Öl Auflicht

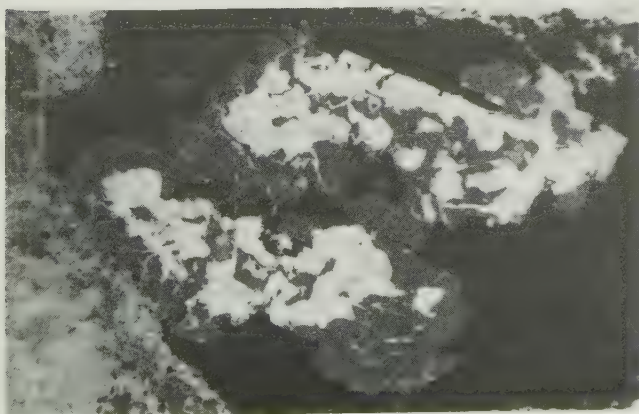
Abb. 3.34



Bei der Oxidation von Braunit werden Bixbyitlamellen bevorzugt umgewandelt und so verdeutlicht.

320x Öl Auflicht

Abb. 3.35



Braunitkristalle (dunkelgrau) in Gangart (schwarz) werden durch Ramsdellit (weiß) und anderen Manganomelan-Phasen (hellgrau) von Kristallgrenzen und Rissen aus verdrängt.

100x Öl Auflicht

Abb. 3.36

Pyrolusit in zwei Generationen neu gesproßt. Die strahlige Ausbildung stellt die jüngere Generation dar.
320x Öl Auflicht

Abb. 3.37



Manganomelanminerale treten hauptsächlich als Verdrängungsminerale des Braunit auf. Es handelt sich meist um Kryptomelan (Guinierkameraufnahmen), und hiervon optisch leicht unterscheidbar Pyrolusit und Ramsdellit.

Die Ausbildung ist häufig kryptokristallin. Durch Umkristallisation entstanden wirrfaserige oder sperrig-leistenförmige Aggregate. Nur Pyrolusit und Ramsdellit bildeten grobe Kristalle aus (Abb. 3.36 u. 3.37).

Minerale der Manganomelanguippe verdrängten sowohl Quarz als auch Tonminerale und bildeten dann zusammen mit Lithiophorit die Zwickel zwischen Braunitkristallen.

Auch bei den Erzen des Gemischten Typs wurden bei gleicher Kristallinität Bixbyit und eisenreicher Braunit bevorzugt gegenüber eisenarmem Braunit umgewandelt.

Manganomelanminerale bildeten häufig auch Intergranularfilme im Erz aus und kristallisierten auf kleinen späten Gängchen neu, oder verdrängten Braunit auf älteren Gängen.

Die Umwandlung in Pyrolusit erfolgte sehr häufig über Manganit.⁸⁹

Lithiophorit ist ebenso wie Mangandiaspor in den tonigen Erzen des Gemischten Typs wesentlich seltener als in denen des Westgürtels. Teilweise tritt er in ehemaligen Tonlagen als Verdränger der Tonminerale auf.

In einem Schliff wurden große Gangartkristalle, wohl Diaspor, in Lithiophorit umgewandelt.

Daneben kommt Lithiophorit auf Gängen zusammen mit Braunsteinmineralen vor.

3.4. Die Erze von Rooinekke

Die Manganvererzung von Rooinekke ist stratigraphisch und genetisch von den Erzen des Postmasburggebietes verschieden. Sie tritt in maximal zwei Horizonten in den BIF des Kwakwas Gliedes der Koegas Formation auf (BEUKES 1978).

Es handelt sich um schichtgebundene Erzvorkommen, die stark tektonisch überprägt sind, was sich auch deutlich an den Erzanschliffen sehen läßt.

Die chemische Zusammensetzung der Erze unterscheidet sich ebenfalls von den Bildungen des Postmasburgfeldes. Die Rooinekkeerze sind wesentlich eisenreicher und SiO_2 - und Aluminium-ärmer als die Erze des Postmasburggebietes und führen namhafte Bariumgehalte (bis zu 3% BaO: J. DE VILLIERS 1960).

3.4.1. Die Erzgefüge

In einem Teil der Erzanschliffe ist trotz der starken tektonischen Durchbewegung des Vorkommens noch deutlich die primäre Feinschichtung zu erkennen. Teilweise ist die Bänderung nicht durchgängig, die einzelnen Laminationen verdicken sich und keilen wieder aus. Hervorgerufen wird der schichtige Aufbau durch:

- a. Unterschiede im Erzgehalt
- b. Unterschiede im Hämatitgehalt
- c. Unterschiede im Manganmineralbestand
- d. Unterschiede in der Kristallisationsform: Lagen mit Mikrokonkretionen wechseln mit solchen von garbenartig umkristallisierten grobkristallinen Brauniten.

Häufig treten in den laminierten Erzschliffen Mikrokonkretionslagen auf, wie sie aus den Anschliffen des Postmasburggebietes bekannt sind. Diese Mikrokonkretionen werden von Braunit, Jakobsit, Hämatit und Manganomelanmineralen sowie Gangart gebildet. Sie sind schalig aufgebaut, das stehende Achsenkreuz fehlt meist.

Während der Verfestigung des Gesteins kam es zu erheblichen Schrumpfungsvorgängen, die durch häufige Schruppfrisse senkrecht zur Schichtung dokumentiert werden.

Schichtparallele Gänge, die bei den Rooinekkeerzen sehr oft auftreten, sind von feinkristallinen Manganomelanmineralen und diese verdrängendem grobspätigem Pyrolusit ausgefüllt. Jakobsit kristallisierte auf Rissen und Gängen. In Hohlräume hinein sproßten kleine Manganomelannadeln.

In brekziierten Schlifften tritt häufig gelartig ausgebildeter Jakob-sit auf (Abb. 3.38).

Man findet mehrere sich durch- und versetzende Gangsysteme, deren Entstehungszeit sowohl frühdiagenetisch als auch postdiagenetisch war.

Ebenso wie im geologischen Aufbau der Lagerstätte sind auch im An-schliffbereich deutlich Merkmale starker tektonischer Beanspruchung zu sehen.

3.4.2. Der Mineralbestand und seine Verwachsungen

Das Hauptmineral ist neben Gliedern der Braunsteingruppe und Häma-tit der Jakobsit.

Jakobsit (MnFe_2O_4) ist stark magnetisch und so auch im Handstück leicht nachweisbar. Er stellt zusammen mit Braunit die ersten noch erhaltenen diagenetischen Phasen dar.

Man kann mehrere Generationen von Jakobsit erkennen, wobei zwischen den einzelnen keine wesentlichen Unterschiede im Mangangehalt fest-stellbar sind, d.h. die Bildungstemperaturen hielten sich bei allen drei Kristallisationsstufen in demselben Bereich (Kap. 5.2.).

Die lange vertretene Meinung: Jakobsit sei ausnahmslos im kontakt- und katametamorphen Bereich stabil (FRENZEL 1980, RAMDOHR 1975) ist seit der Entdeckung kolloidalen Jakobsits in dem vollkommen unmetamorphen Vorkommen von Tiarantine (Marokko) (ROY 1968) nicht mehr haltbar.

Da Jakobsit in den Erzanschliffen von Rooinekke meist zusammen mit Braunit vorkommt und die Entwicklung der Braunitgenerationen an den Erzen des Postmasburggebietes gezeigt werden konnte, sind sei-ne Kristallisationsschritte auch festzulegen. (Tab. III)

Die Frage, warum sich hier Jakobsit bildete und Bixbyit fehlt, ist nicht abschließend geklärt. Wahrscheinlich ist es ein Abbild des Eisenreichtums der Sedimente (Jakobsit baut hier mehr als 60% FeO ein, während Bixbyit bei niedrigen Temperaturen weniger als 20% FeO führt: Kap. 5.2.).

Gegen die Annahme, daß der Jakobsit hier höher metamorph sei, spricht die Tatsache, daß Diaspor in den Erzen vorhanden ist. Diaspor ist in der Grünschieferfazies nicht mehr stabil. Auch die hohen Eisengehalte des Jakobsits sprechen gegen hohe Bildungstemperaturen.

Die älteste noch erhaltene Jakobsitgeneration ist ein diffus mit Hämatit verwachsener mikrokristalliner Jakobsit (Tab. III).

Noch während der Diagenese entstanden Mikrokonkretionen und durch Sammelkristallisation kleine Jakobsitkriställchen. Die noch mikrokristallin ausgebildeten Mikrokonkretionen kristallisierten zu idiomorphen Jakobsitkristallen um. Diese wurden durch kleine Jakobsitkanäle verbunden, wuchsen zu idiomorph begrenzten Kristallen weiter und schlossen sich zuletzt zu größeren Kristallverbänden zusammen, bis sie gemeinsam mit großen Hämatitkristallen ganze Feinschichten aufbauten (Abb. 3.39).

Dasselbe Bild bieten auch während der Anchimetamorphose umkristallisierte Jakobsitkristallbereiche. Waren Mikrokonkretionen die Ausgangspunkte der Umwandlung, so sind noch häufig Reliktgefüge deutlich zu sehen.

Offensichtlich verfügten die Mikrokonkretionen über Schalen unterschiedlicher Zusammensetzung. So bildeten die eisenreichen Partien bei späteren Umkristallisationsvorgängen Jakobsitschalen und -kerne, während die eisenarmen zu Hausmannit wurden.

Bei beginnender Metamorphose wurden alle vorausgehenden Gefüge durch die Kristallisation großer Jakobsitidioblasten zerstört.

Wurde das Gestein während der Umkristallisation gefaltet, so treten schöne, idiomorphe Jakobsitkristalle, perlschnurartig entlang der gefalteten Schichtflächen angeordnet, als Folge der guten Wegbarkeit auf (Abb. 3.40).

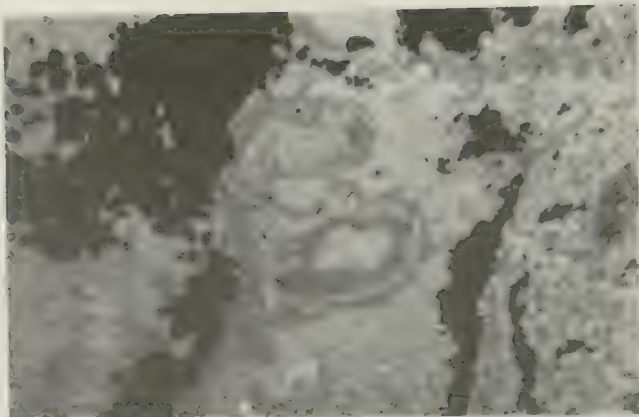
In zu einem späten Zeitpunkt tektonisch stark beanspruchten und brekziierten Bereichen trifft man häufig Jakobsitbildungen mit kolloidalen Strukturen. Er baut hier zusammen mit Braunsteinmineralen das Bindemittel auf (Abb. 3.38) und ist als junge Bildung anzusprechen.

Teilweise verdrängte er auch eine leistenförmig ausgebildete Gangart, wohl Mangandiaspor, pseudomorph.

Jakobsit (mittelgrau) mit
kolloidalgefüge in brekzi-
iertem Erz: mittelgrau =
Manganomelanminerale;
schwarz = Gangart.

100x Öl Auflicht

Abb. 3.38



Jakobsitmikrokonkretionen
(mittelgrau) wachsen entlang
von Schichtflächen und Rissen
zusammen in einer Matrix
von Jakobsit-Hämatit-Gang-
artmineralen (dunkelgrau).
Hämatit (hell) bildet idio-
morphe Kristalle aus.

50x Auflicht

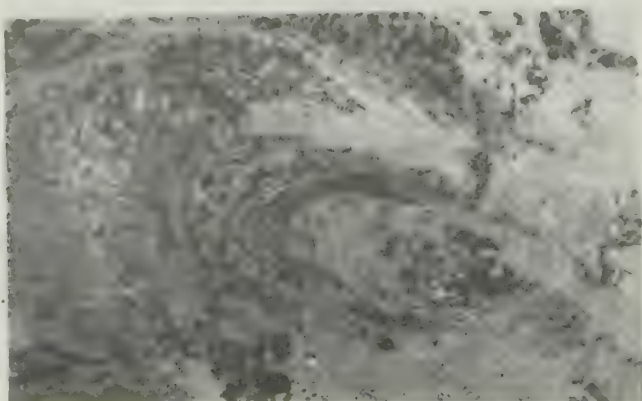
Abb. 3.39



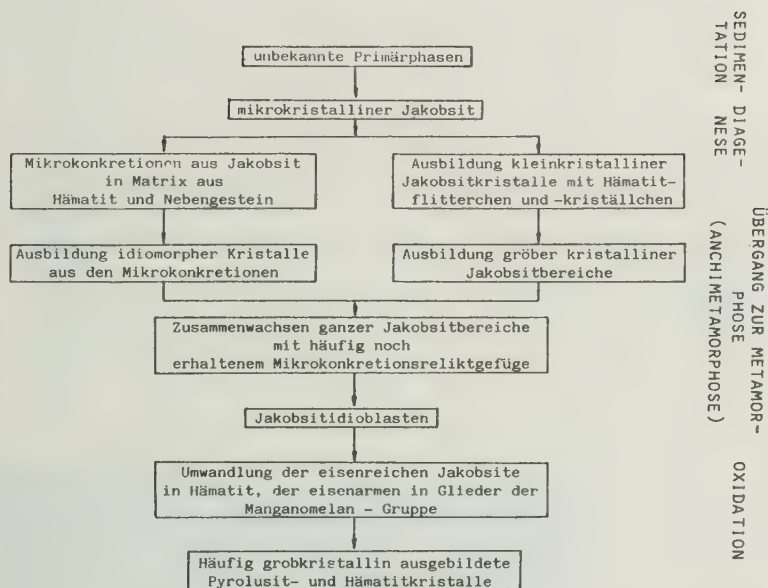
Anordnung umkristallisierter
Jakobsitkristalle der Anchi-
zone am Scheitel einer Falte.
Durch die Verfaltung wird
die Wegsamkeit des Gesteins
für Erzlösungen verbessert.

25x Auflicht

Abb. 3.40



ENTWICKLUNGSREIHE DES JAKOBSITS

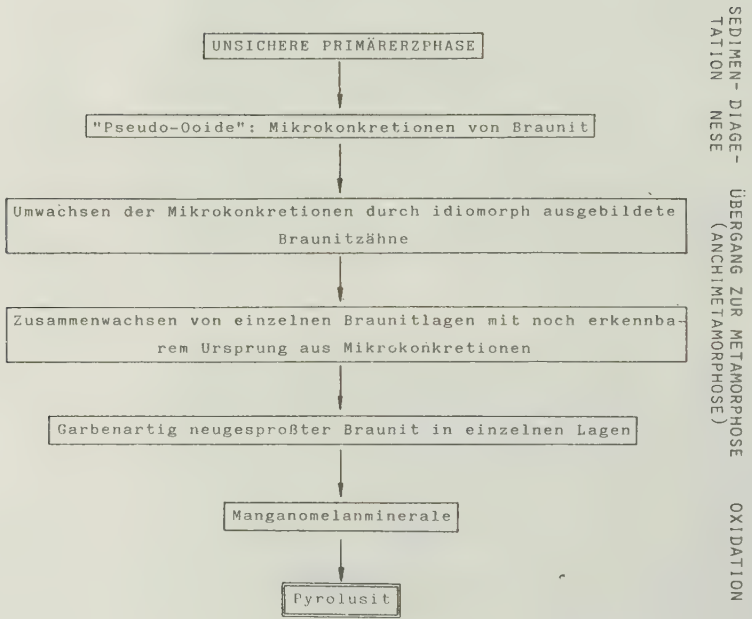


Tab. III Entwicklungsschritte des Jakobsits von Rooinekke

Braunit läßt wieder eine Generationsentwicklung deutlich erkennen (Tab. IV). Sie ist bereits aus den Vorkommen des Postmasburggebietes bekannt. Während der Diagenese bildete er häufig Mikrokonkretionen des zweiten Typs aus, die dann während der anchimetamorphen Überprägung durch weiteres Wachstum zuerst umkrustet wurden und schließlich ganze Lagen ausfüllten, in denen noch deutlich das Mikrokonkretions-Gefüge zu sehen ist.

Alle frühen Gefüge wurden bei der garbenartigen Neuspaltung des Braunit bei beginnender Metamorphose zerstört.

ENTWICKLUNGSREIHE DES BRAUNITS



Tab. IV Entwicklungsschritte des Braunit in Rooinekke

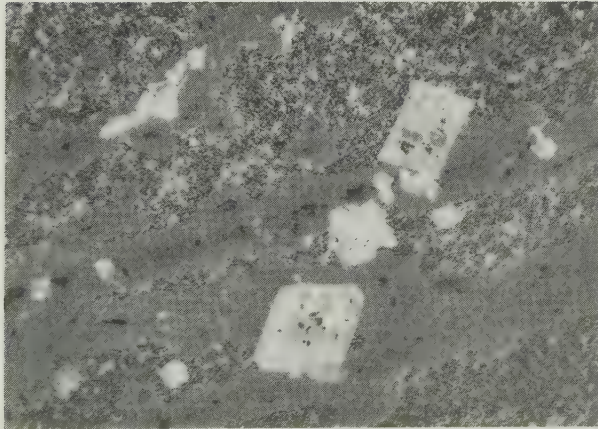
Hier wie bei den Erzen des Postmasburggebietes auftretende Variationen im Eisengehalt kommen in allen Kristallisationsschritten vor, Verwachsungen von Braunit und Bixbyit sind selten, aber vorhanden.

Die Verwitterung des Braunit zu Manganomelanmineralen begann bei den Mikrokonkretionen sowohl innen als auch außen. Bei besser kristallisierten Bereichen setzte sie auf Korngrenzen und Rissen ein.

Hausmannit baute zusammen mit Jakobsit die während der Diagenese entstandenen Mikrokonkretionen auf. Beim Wachstum dieser Konkretionen wechselte der Eisengehalt der Porenwässer, sodaß es zur Bildung eisenreicher (Jakobsit-) und eisenarmer (Hausmannit-) Schalen kam. Die Hausmannitschalen (seltener sind es auch Kerne) blieben bei der Umwandlung des Jakobsits in Hämatit bei der Verwitterung erhalten und wurden erst später zu Manganomelanmineralen oxidiert (Abb. 3.41).

Während der späten Anchimetamorphose bildeten sich auch hier große Idioblasten, die aber häufig randlich bereits in Manganomelanminerale umgewandelt sind.

Er sproßte neu in Gangartbereichen und kann leistenartige Gangart, wahrscheinlich Mangandiaspor, verdrängen. Eine weitere junge Bildung sind große Hausmannitkristalle mit schöner Lamellierung, die auf Gängen auftreten.



Große Hämatitidioblasten der Verwitterungszone (weiß) mit eingeschlossenen Hausmannitrelikten (dunkelgrau) in ehemals konkretionär ausgebildetem Jakobsiterz (mittelgrau). Kleingerasterte Bereiche = mikrokristalline Jakobsit-Hämatit-Gangart-Verwachsungen.

240x Öl Auflicht

Abb. 3.41

Hämatit kommt während aller Stadien der Entwicklung der Rooineckerze vor.

Durch seine unterschiedliche Häufigkeit in einzelnen Feinschichten wurde z.T. die Schichtigkeit der Erze bewirkt.

Zusammen mit Jakobsit erfuhr er während der Umkristallisationsschritte eine zunehmende Kornvergrößerung bis zur späten Anchimetamorphose. Sein Hauptwachstum fand aber während der Oxidation der Erze statt. Er bildete dann alles überwuchernde Idioblasten aus, deren äußerlich idiomorpher Bau innerlich in ein Mosaik von kleinen Einzelkristallen zerfällt. Häufig schlossen diese Bildungen Hausmannit- und Jakobsitrelikte ein. Letzterer wurde auch von Hämatit verdrängt (Abb. 3.41). Seine Mobilität während dieser späten Phase der Erzgenese dokumentiert er auch durch das Auftreten auf Gängen und Klüften.

Manganomelanminerale verdrängen alle zuvor beschriebenen Minerale mit Ausnahme des Hämatits.

Teilweise ist die Umwandlung schon so weit fortgeschritten, daß nur noch Hämatitkristalle in einer feinkristallinen Matrix von Manganomelanmineralen erhalten sind.

Sie verdrängten auch die Gangart direkt und treten als Gangmineralisation auf.

In der Verwitterungszone kommt Pyrolusit häufig zusammen mit Hämatit als grobe Kristalle vor; teilweise ist er auch mit Ramsdellit verwachsen.

Der Hauptanteil an Manganomelanmineralen ist auch hier wieder neben Pyrolusit und Ramsdellit der Kryptomelan. Röntgenographisch konnten keine weiteren Glieder bestimmt werden.

3.5. Herkunft der abgebildeten Erzanschliffe

Abb. Nr.	Name der Mine	Nr. des Anschliffs
3.1	Manganore	15
3.2	Pensfontein	12
3.3a	Aucampsrust	77
3.3b	Pensfontein	12
3.3c	Pensfontein	66
3.3d	Pensfontein	12
3.3e	Pensfontein	66
3.4	Manganore	15
3.5	Pensfontein	29
3.6	Pensfontein	29
3.7	Pensfontein	64
3.8	Pensfontein	66
3.9	Manganore	23
3.10	Glosam	5
3.11	Aucampsrust	76
3.12	Lohathla	2
3.13	Bishop	4
3.14	Bishop	35
3.15	Lohathla	21
3.16	Paling	48
3.17	Lohathla	62
3.18	Paling	46
3.19	Glosam	84
3.20	Lohathla	3
3.21	Paling	48
3.22	Paling	7
3.23	Paling	46
3.24	Lohathla	59
3.25	Paling	7
3.26	Bishop	53
3.27	Lohathla	62
3.28	Paling	32
3.29	Glosam	18
3.30	Bishop	51
3.31	Aucampsrust	76

Abb. Nr.	Name der Mine	Nr. des Anschliffs
3.32	Postmasburg	69
3.33	Aucampsrust	76
3.34	Aucampsrust	75
3.35	Aucampsrust	75
3.36	King	14
3.37	Manganore	23
3.38	Rooinekke	33
3.39	Rooinekke	41
3.40	Rooinekke	39
3.41	Rooinekke	1

4. Bestimmung des Metamorphosegrades der Erzvorkommen

Zur Klärung der metamorphen Beanspruchung der Erze wurden Untersuchungen an den Gangartmineralen ebenso wie an den die Erze zwischenlagernden Tonschieferschichten durchgeführt.

Die Stabilitätsbereiche der einzelnen Manganminerale sind bislang nicht in ausreichendem Maße untersucht, sodaß die Erzphasen selbst keine Hinweise liefern können.

In der Literatur wird die Frage einer möglichen metamorphen Beanspruchung der erzführenden Schichten widersprüchlich behandelt. So lehnen HALL (1926) und J.E. DE VILLIERS (1944 u. 1983) ebenso wie SÖHNGE (1977) jegliche Metamorphose ab, während SCHNEIDERHÖHN (1931), DU TOIT (1933), J. DE VILLIERS (1960) und P.R. DE VILLIERS (1970) von einer regionalmetamorphen Überprägung ausgehen.

4.1. Die Tonschiefer

Zusammen mit den Erzen aller drei Typen treten Tonschiefer (shales) auf. Sie sind den Erzschieften zwischengelagert und bilden häufig auch das Hangende der Erzformationen.

Zur Bestimmung des Mineralgehaltes und der Gefüge der Tonschiefer wurden 15 Dünnschliffe angefertigt und petrographisch untersucht.

Da eine Bestimmung der Tonminerale u.d.M. nicht möglich war, wurden sie anhand von Röntgendiffraktometeruntersuchungen identifiziert.

4.1.1. Röntgendiffraktometeruntersuchungen

Die Röntgendiffraktometeraufnahmen wurden an Pulverpräparaten vorgenommen.

Folgende Hauptminerale konnten bestimmt werden: Kaolinit, Illit, Pyrophyllit, Chlorit, Diaspor, Quarz und Hämatit.

Eine Behandlung der Präparate mit Äthylenglycol ergab, daß keinerlei aufweitbare Tonminerale mehr vorhanden sind. Nach FÜCHTBAUER und MÜLLER (1977) sind in präkambrischen Sedimenten auch bei geringer Überdeckung keine Montmorillonit-Tonminerale bekannt.

Ein Verfahren zur Bestimmung des Umwandlungsgrades von Tongesteinen stellt die Messung der Illitkristallinität dar. Hier wird die zunehmende strukturelle Ordnung der Illitminerale mit steigendem Diagenese-grad bis in die Epizone bestimmt.

Gemessen wird die Breite der $10 \text{ \AA}$ -Reflexion der Illitminerale auf der halben Höhe: Halbwertsbreite.

Die hierbei anhand der Untersuchungen erhaltenen Werte mußten noch umgerechnet werden, da es sich um absolute Werte handelt und die in der Literatur angegebenen Vergleichswerte bei anderen Versuchsbedingungen bestimmt wurden. So erhält man den komparativen Kubler-Index. Hierunter versteht man die bei festen Versuchsbedingungen erhaltene Halbwertsbreite der basalen $10 \text{ \AA}$ -Reflexion der Illitminerale. Er ist ein Maß für den Diagenese- bzw. Metamorphose-grad der Tonsedimente.

Nach ESQUEVIN (1969) ist der Kubler-Index allerdings nur bei Aluminium-reichen Illiten aussagekräftig. Die Aluminium-reichen Illite erreichen den stabilen 2M-Zustand schneller als die Eisen- und Magnesium-reichen und erlauben klarere Aussagen für den Bereich der Anchi- und Epizone (DUNOYER DE SEGONZAC 1970).

Das Verhältnis der Intensitäten der $5 \text{ \AA}$ - und $10 \text{ \AA}$ -Reflexionen ergibt ein Maß für den Gehalt an Aluminium bzw. Magnesium und Eisen. ESQUEVIN (1969) gibt an, daß die Methode nur bei Werten größer als 0,3 für $I(002)/I(001)$ zuverlässige Aussagen zuläßt. Diese Voraussetzung ist bei den untersuchten Proben erfüllt (Abb. 4.1).

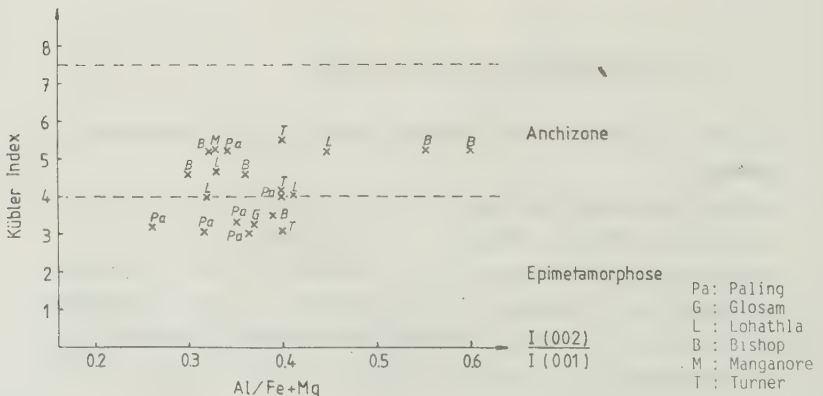


Abb. 4.1 Aluminiumgehalte und Illitkristallinität der untersuchten Tonschieferproben.

Um Verfälschung der Ergebnisse durch detritische Illite zu vermeiden, wurden mehrere Proben nach vier Kornfraktionen getrennt gemessen. Hierbei zeigten sich keine Korngrößenabhängigen Differenzen.

Nach Abb. 4.1 fallen die untersuchten Proben in den Grenzbereich zwischen Anchizone (Übergangsbereich zwischen Diagenese und Metamorphose (KUBLER 1968)) und unterster Grünschieferfazies.

Zur Überprüfung der mit Hilfe der Kubler-Methode erhaltenen Ergebnisse sollen die Stabilitätsbereiche der übrigen diagnostizierten Minerale im Einzelnen überprüft werden.

Kaolinitminerale: nach KOSSOVSKAYA (1970) und DUNOYER DE SEGONZAC (1970) ist Kaolinit während der Diagenese stabil, in der Anchizone kommen nur noch im sauren Milieu Dickit und Nakrit vor, oder es wird Pyrophyllit nach der Gleichung:

$1 \text{ Kaolinit} + 2 \text{ Quarz} = 1 \text{ Pyrophyllit} + 1 \text{ H}_2\text{O}$ (WINKLER 1965) neu gebildet. Der Beginn der Anchizone wird mit dem Verschwinden von Kaolinit und dem Auftreten von Pyrophyllit gleichgesetzt (KUBLER 1968). Kaolinit ist ein schlechter Anzeiger für den Umwandlungsgrad eines Gesteins, da er durch unterschiedliche hydrologische Verhältnisse in der Tiefe früher verschwinden oder länger erhalten bleiben kann (DUNOYER DE SEGONZAC 1969). So dehnt WINKLER (1965) den Stabilitätsbereich von Kaolinit bis an die Grenze zur Grünschieferfazies aus.

Darüber hinaus muß jederzeit mit sekundärem Wachstum von Kaolinit gerechnet werden, nach MILLOT (1970) ein diagenetischer Prozeß. Die z.T. wurmartige Ausbildung von Tonmineralen, die im Dünnschliff und Erzanschliff deutlich sichtbar ist, spricht für sekundäres Wachstum der Kaolinitminerale.

Illitminerale: Sie sind während der gesamten Diagenese sowie in der Anchizone und der beginnenden Grünschieferzone stabil. Ihre Kristallinität nimmt mit steigender Diagenese zu. Zusammen mit Chlorit stellt Illit in der Anchizone den häufigsten Bestandteil der feinen Phasen dar. Er ist dann in einem Großteil der Fälle ein sehr feinkristalliner Muskovit (KUBLER 1968).

Pyrophyllit: Nach WINKLER (1965) ist der Beginn der Grünschieferfazies durch die Bildung von Pyrophyllit aus Kaolinit und Quarz gegeben. Die Bildungstemperaturen schwanken von 200° C (FÜCHTBAUER u. Müller 1977) bis 390° C (WINKLER 1965) und sind abhängig vom Wasserdruck des Sediments (SCHROECKE u. WEINER 1981).

Chlorit: konnte nur in zwei Proben nachgewiesen werden. Über das Verhalten von Chlorit während der Diagenese ist noch sehr wenig Information vorhanden. Detritische Teilchen erfahren ein Wachstum während der späten Diagenese und in der Anchizone. Da sedimentäre Chlorite gegenüber Erhitzung instabil sind, ist die Messung ihrer 14 Å-Reflexion nach vierstündiger Behandlung mit 490° C charakteristisch für den Grad diagenetischer und metamorpher Umkristallisation (DUNOYER DE SEGONZAC 1970). Die 14 Å-Reflexion wird entweder kleiner und verbreitert sich, oder sie wandert auf die 12 Å-Reflexion zu.

Bei den untersuchten Proben wurde nur eine geringfügige Verschiebung der 14 Å-Reflexion festgestellt. Daneben kam es zu keiner Verkleinerung sondern zu einer Vergrößerung. Das ist nach DUNOYER DE SEGONZAC (1970) für die Anchizone typisch, da die Stabilität gegenüber Erwärmung mit zunehmender diagenetischer und metamorpher Umkristallisation zunimmt.

Quarz: als typischer Durchläufer ist in allen Stufen stabil.

Während der Diagenese von Tonmineralen wird SiO_2 frei, das dann auf Klüften und in Hohlräumen im Gestein neu auskristallisiert (DUNOYER DE SEGONZAC 1969).

Diaspor: ist in der Grünschieferfazies nicht mehr stabil und wird zu Korund umgewandelt (WINKLER 1965). So gibt er einen guten Hinweis auf die Obergrenze des Umwandlungsgrades der Tonschiefer.

Hämatit: ist über den ganzen Diagenesebereich bis zur metamorphen Mesozone stabil (TRÖGER 1969). Er liefert keine Informationen hinsichtlich des Metamorphosegrades im Untersuchungsgebiet.

Zusammenfassung

Die Stabilitätsbereiche der identifizierten Minerale bestätigen das Ergebnis der Illitkristallinitätsbestimmung. Nach den Röntgendiffraktometeruntersuchungen unterlagen die behandelten Tonschiefer Umwandlungen im Grenzbereich der Anchizone zur Epizone (Abb. 4.1, 4.2 und Tab. V).

Die Temperaturen lagen also unter 370° C (Stabilitätsgrenze des Diaspor). Selbst bei Berücksichtigung aller möglichen Auflasten müssen Drucke unter 4 kbar gelegen haben (Abb. 4.2).

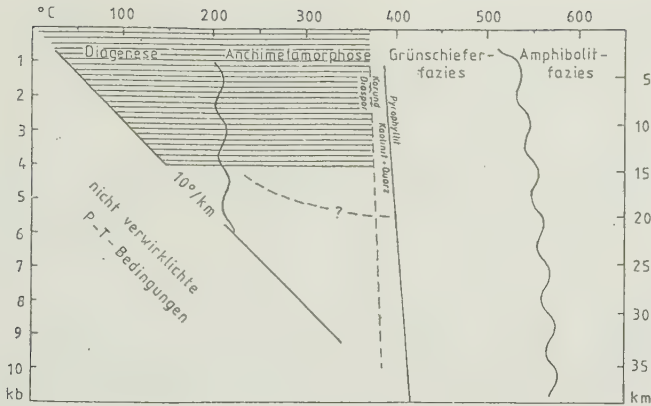


Abb. 4.2 Temperatur- und Druckbedingungen der Metamorphose nach WINKLER (1965).
Schraffierter Bereich: möglicher Umwandlungsbereich der Postmasburgerze.

4.1.2. Dünnschliffmikroskopie

Es konnten die folgenden Minerale identifiziert werden: Hellglimmer, Quarz, Albit, Bruchstücke von serizitisiertem Plagioklas, Hämatit, Chlorit, Diaspor, Ephesit, Titanit, Rutil und Zirkon. Über die Mineralausbildung ist im einzelnen zu sagen:

Hellglimmer: Diffraktometermessungen ergaben, daß es sich bei den mikroskopisch nicht näher differenzierbaren Mineralen um Illit und Pyrophyllit handelt.

Sie treten als detritische Fragmente und als authigene Neubildungen auf. Häufig zeigen sie eine schichtungsparallele Einregelung: Schuppentyp (FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1977).

Die neugesproßten Hellglimmer haben häufig idiomorphen Habitus und zeigen z.T. stapel-, fächer- oder wurmartige Ausbildung. Hellglimmer kristallisieren auch neu in Zwickeln und treten oft zusammen mit neugesproßtem Diaspor auf (dann wohl Ephesit). Gemeinsam mit Quarz und Feldspäten bauen sie den Kornzement auf.

Sprossung von Hellglimmern ist nach DAPPLES (1967) ein typisch phyllomorpher Prozeß (phyllomorphe Zone = Anchizone).

Feldspäte: Man muß detritische Feldspatbruchstücke von authigen gebildetem Feldspat unterscheiden.

Es treten serizitisierte Plagioklasbruchstücke und feinkristalliner Feldspat im Zement auf.

Die Trübung der Feldspäte durch Serizitstaub tritt im Bereich der Anchizone auf (TRÖGER 1969). Die vollständige Neubildung von Feldspat dagegen kann bereits in den ersten Stadien der Diagenese vorkommen.

Besonders typisch ist die Feldspatneubildung aber erst in der phyllomorphen Zone (DAPPLES 1967), was der Anchizone entspricht.

Quarz: tritt entweder in detritischen Körnern unterschiedlicher Rundung oder authigen gebildet auf. Bei den detritischen Bestandteilen handelt es sich um Chertfragmente, wohl aus mikrokristallinem Quarz, und um gut kristallisierte Quarze.

Häufig haben die Quarzkörner infolge von Drucklösung zackige und buchtige Umrisse. Bei vorhandenen Tonsäumen scheint die Drucklösung verstärkt stattgefunden zu haben. Das gelöste SiO_2 setzte sich an den Stellen geringerer Beanspruchung wieder ab, so kann man z. B. sekundäres Wachstum von klarem Quarz über getrübten Quarzkernen feststellen.

Quarz tritt zusammen mit Hellglimmer und Feldspat als feinkörniger Zement auf. Teilweise wird diese Matrix von Chert verdrängt, was ab der lokomorphen Zone (=Diagenese) typisch ist. (DAPPLES 1967).

Alle beschriebenen Gefügemerkmale gehören in den Bereich der Anchimetamorphose (DAPPLES 1967, FREY 1970, FÜCHTBAUER und MÜLLER 1977, KOSSOVSKAYA 1970).

Hämatit: tritt in kleinen Schüppchen über das gesamte Gestein verteilt auf.

Chlorit: ist wohl hauptsächlich sekundär gesproßt. Er bildet radialstrahlige Aggregate, kommt aber auch feinkristallin vor. Grobkristalline fächerartige Neukristallisate treten ebenfalls auf. Häufig hat er anormale Interferenzfarben.

Diaspor: ist in großen tafeligen oder stengeligen Kristallen ausgebildet.

Die braune Färbung ist auf Manganeinbau zurückzuführen (TRÖGER 1969).

Diaspor tritt auch auf kleinen Gängen im Gestein auf und ist offensichtlich sekundär, wohl aus Tonmineralen, entstanden.

Nach TRÖGER (1969) ist Diaspor häufig eine diagenetische Neubildung aus Tonmineralen.

In manchen der untersuchten Schiffe ist der Diaspor bereits teilweise in Glimmer umgewandelt. Nach einer Diffraktometerbestimmung handelt es sich um Ephesit. Er ist stark durch Erzeinschlüsse getrübt.

Ephesit: ist ein Natronmargarit ($(\text{Na}, \text{Li}_{1/2}\text{Ca})\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{Al}(\text{Al}, \text{Si})\text{Si}_2\text{O}_{10}]$). Laut SCHÜLLER (1954) ist er ein Mineral der Regionalmetamorphose der Epizone, DUNOYER DE SEGONZAC (1970) nimmt bereits den Bereich der Anchizone für die Bildung von Margarit an.

Titanit: tritt in meist gut gerundeten Körnern auf und ist wohl detritischen Ursprungs. Er ist sowohl im sedimentären als auch im metamorphen Bereich stabil.

Rutil: ist als kleine Nadelchen ausgebildet, laut TRÖGER (1969) eine authigene diagenetische Bildung: Tonschieferndelchen.

Zirkon: kommt in gut gerundeten Körnern vor und ist wohl dem Schwermineralspektrum der untersuchten Tone zuzurechnen.

Ebenso wie die Diffraktometermessung ergaben die Dünnschliffbestimmungen wieder einen Umwandlungsgrad im Bereich der Anchi-Epizone für die Tonschiefer. (s. Tab. V)

4.1.3. Weitere Minerale, über deren Vorkommen in der Literatur berichtet wird

In der südafrikanischen Literatur über die Erzvorkommen von Postmasburg werden noch die folgenden Minerale genannt: Amesit, Akmit, Apatit, Baryt, Gamagarit und Zunyit (J. DE VILLIERS 1960). Hier sollen kurz die Stabilitätsbereiche dieser Minerale besprochen werden.

Amesit: ist ein Glied der Serpentinreihe ($(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Al}_2[(\text{OH})_8/\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]$) (RAMDOHR/STRUNZ 1978). Er entsteht unter epimetamorphen, eventuell auch schon spätdiagenetischen Bedingungen. Voraussetzung ist ein großes Aluminiumangebot in SiO_2 -armen Gesteinen: (Westgürtel) (TRÖGER 1969).

Akmit: $(\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6])$. Er entsteht in den Kontaktzonen um Alkaligesteine durch Natriumzufuhr durch die Magmen (SCHRÖCKE u. WEINER 1981). Für seine Bildung dürften in diesem Fall die im gesamten Erzgebiet vorkommenden Dykes verantwortlich sein.

Apatit: entsteht ebenso wie Akmit durch Umwandlung am Kontakt von Alkaligesteinen (SCHRÖCKE u. WEINER 1981).

Baryt: ist häufig in sedimentären Manganlagerstätten und in tonigen, sandigen und anderen Sedimenten der Küstenzone verbreitet und kommt oft in Karstfüllungen vor (BETECHTIN 1971). Weiterhin wird er aus metamorphen Manganlagerstätten berichtet (P.R. DE VILLIERS 1970), sodaß er keinen Hinweis auf den Grad der Beanspruchung geben kann.

Gamagarit: $(\text{Ba}_4(\text{Fe,Mn})_2[\text{VO}_4]_4 \times \text{H}_2\text{O})$. Sein Stabilitätsbereich wird als sedimentär bis regionalmetamorph angegeben (SCHÜLLER 1954).

Zunyt: $(\text{Al}_{12}[\text{AlO}_4/(\text{OH,F})_{18}\text{Cl/Si}_5\text{O}_{16}])$ kommt regional- und kontaktmetamorph vor (SCHÜLLER 1954).

Bei diesen Mineralen dürfte es sich um ausgesprochen vereinzelt auftretende Bildungen handeln, die weder bei der Röntgendiffraktometeruntersuchung, noch bei der Dünnschliffmikroskopie identifiziert werden konnten.

Wie man aus der Beschreibung der Stabilitätsbereiche ersehen kann, bestätigen sie das Ergebnis der durchgeführten Untersuchungen über den Umwandlungsgrad der Tonschiefer. (s. Tab. V)

4.1.4. Zusammenfassung der Ergebnisse

Nach Durchführung der beschriebenen Untersuchungen muß entgegen einem Teil der in der Literatur vertretenen Meinungen eine Überprägung der erzführenden Schichten im Grenzbereich der Anchizone zur Epizone angenommen werden. Es soll nochmals darauf hingewiesen werden, daß alle Untersuchungsmethoden zu demselben Ergebnis führten.

Hiermit kann nicht mehr erwartet werden, in den erzführenden Schichten noch den primären Mineralbestand vorzufinden.

Es ist lediglich möglich, diagenetische und gering metamorphe Phasen nachzuweisen.

STABILITÄTSBEREICHE DER MINERALE IN DEN TONSCHIEFERN

	DIAGENESE		ANCHINETAMORPHOSE		EPIMETAMORPHOSE
Einteilung nach KOSSOVSKAYA (1970)		Beginnende Epigenese	Tiefe Epigenese	Frühe Metagenese	Späte Metagenese
Einteilung nach WINKLER (1965)		Diagenese	Laumontit- Prehnit-Quarz- Fazies	Pumpellyit- Prehnit-Quarz- Fazies	Quarz-Albit-Muskovit -Chlorit-Subfazies (beginnende Grünschieferfaz.)
Illit					
Kaolinit			? ? ? ? ? ? ?	? ? ? ? ? ? ?	
Pyrophyllit					
Chlorit					
Quarz					
Diaspor					
Hamatit					
Feldspat (wohl Albit)					
Ephesit				→ ? ? ?	
Rutil					
Amesit				→ ? ? ?	
Baryt					
Gamargarit					
Zunyt					
Nicht mehr vorhandene Minerale					
Montmorillonit					
Irregular Mixed Layers					

UMWANDLUNGSBEREICH
DER
TONSCHIEFER

Tab. V Umwandlungsbereich der Tonschiefer anhand der Stabilitätsbereiche der vorhandenen Minerale.

5. Zusätzliche Untersuchungen

5.1. Untersuchungen mit der Guinier-Meßkammer

Die Messungen mit der Guinier-Meßkammer dienten der Mineraldiagnose.

Durch die Guinieraufnahmen konnten die erzmikroskopischen Ergebnisse überprüft werden. Daneben wurden so die Oxidationszonenminerale bestimmt. Die Unterscheidung einiger Glieder der Braunsteingruppe ist unter dem Mikroskop nicht möglich, umso mehr als sie in den vorhandenen Erzanschliffen ausgesprochen feinkristallin ausgebildet sind.

Zur Identifizierung bestimmter Minerale wurden mit Hilfe eines Vidiameißels gezielt kleine Teile aus den Negativen der Schlitze herausgemeißelt und in pulverisierter Form auf die Probenträger aufgebracht.

Die Messungen konnten am Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität München mit einer Huber-Meßkammer mit $\text{FeK}\alpha$ -Strahlung und am Institut für Kristallographie der TU München an einer Huber-Kamera mit $\text{CrK}\alpha$ -Strahlung durchgeführt werden.

Es wurde deutlich, daß es sich bei den feinkristallinen Phasen der Oxidationszone meist um Kryptomelan, nicht um Psilomelan handelt, ebenso bei den Glaskopfbildungen in der Nähe von Dykes.

Weiterhin konnte das Vorhandensein von Ramsdellit zusammen mit Pyrolusit bewiesen werden, was bereits bei der erzmikroskopischen Arbeit angenommen wurde.

Die Unterscheidung von Lithiophorit und Chalcophanit konnte ebenfalls durch Röntgenaufnahmen vorgenommen werden. Den Messungen zufolge handelt es sich um Lithiophorit, Chalcophanit, der aus der Literatur bekannt ist (J. DE VILLIERS 1960), konnte nicht nachgewiesen werden und ist wohl nur untergeordnet vorhanden.

An der Guinierkammer mit $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München wurden die Minerale Diaspor und Ephesit bestätigt.

5.2. Untersuchungen mit der Mikrosonde

Die Untersuchung einzelner Erzproben mit einer ARL-vollautomatischen Mikrosonde wurde am Institut für Mineralogie und Petrologie der Montan-Universität Leoben (Österreich) durchgeführt. Insgesamt wurden ca. 200 Punkte auf 30 Erzanschliffen auf die Elemente Mangan, Eisen und Silizium, teilweise auch auf Titan, Aluminium, Barium, Kalzium, Magnesium, Kalium und Phosphor hin untersucht.

An folgenden Mineralen wurde hauptsächlich gemessen: Braunit, Bixbyit, Hausmannit, Jakobsit und Hämatit. Daneben wurde das Spektrum einiger Umwandlungsminerale analysiert, sowie die Barium-Gehalte quantitativ gemessen. Dies diente zur Einengung der in Frage kommenden Minerale aus der Psilomelan-Manganomelan-Gruppe. Diese Minerale sind erzmikroskopisch nicht unterscheidbar und konnten z.T. der feinen Verwachsungen wegen nicht röntgendiffraktometrisch erfaßt werden. Es handelt sich bei den untersuchten Proben hauptsächlich um die Minerale Psilomelan und Kryptomelan.

Bei Braunit interessierte vor allem der Mn-, Fe-, Si- und Ca-Gehalt. Ein Braunit II (niedrige SiO_2 -, hohe CaO- und Fe_2O_3 -Gehalte), wie er vom Kalahari Manganfeld beschrieben wird, konnte nicht gefunden werden. (P.R. DE VILLIERS u. HERBSTEIN 1967) (Abb. 5.1).

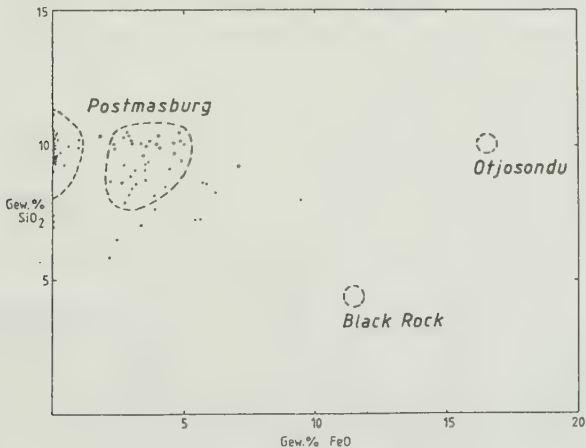


Abb. 5.1 Graphische Darstellung der FeO- und SiO_2 -Gehalte der Brauniten des Postmasburg Manganfeldes im Vergleich mit Werten von Brauniten aus dem Kalahari Manganfeld (Black Rock) und Otjosondou (Namibia) aus J.DE VILLIERS (1960). Es sind zwei Maxima der Häufigkeit auszuhalten, was auch den optisch sichtbaren Unterschieden im Eisengehalt entspricht.

Die Unterschiede im Eisengehalt, die bereits aufgrund der erzpetrographischen Untersuchungen vermutet wurden, sind auch hier deutlich. Es treten Gehalte von 0-9% FeO auf. Zwei Häufigkeitsmaxima sind klar zu unterscheiden. Eines bei FeO-Gehalten ≤ 1 Gew.% und eines bei FeO-Werten zwischen 2 und 5 Gew.%.

Abb. 5.1 zeigt auch die unterschiedliche Zusammensetzung der Brauniten aus dem Kalahari Manganfeld (Black Rock) und aus Otjosondü (Namibia).

Die Messung bestimmter Bereiche innerhalb der Einzelkristalle war leider nicht möglich, da die im Mikroskop sichtbaren winzigen Farbunterschiede, hervorgerufen durch die variierenden Eisengehalte, in der Mikroskopeinrichtung des Mikrosondengerätes nicht zu erkennen waren. Es konnten so außer bei den großen Idioblasten der Anchimetamorphose nur Profile gemessen und statistische Beprobungen durchgeführt werden.

Die Silizium-Werte schwanken geringfügig, Kalzium konnte bis 3% CaO gemessen werden.

Systematische Variationen bei den einzelnen Erztypen waren nicht nachzuweisen.

Die Messungen an Bixbyiten erfolgten wegen der Bestimmung des Mangan-Eisen-Verhältnisses. Die Gehalte an FeO lagen im Bereich von $<1\%$ bis $<16\%$, wobei die meisten Messungen $>10\%$ erbrachten. Nach der Einteilung von J.E. DE VILLIERS (1944) handelt es sich also meist um Sitaparit ($10-30\%$ Fe_2O_3) und seltener um Partridgeit ($0-10\%$ Fe_2O_3) (Abb. 5.2 u. 5.3).

Es ist festzustellen, daß bei den Bixbyitkristallen und den -idioblasten sowohl Sitaparit- als auch Partridgeitkristalle existieren, während als Lamellen im Braunit und als Säume um Hausmannit, sowie als Gangmineralisation nur Sitaparit nachgewiesen wurde.

Alle untersuchten Bixbyitkristalle lagen also im Niedrig-Temperatur-Bereich (Fe_2O_3 -Gehalte $<20\%$: FRENZEL 1980).

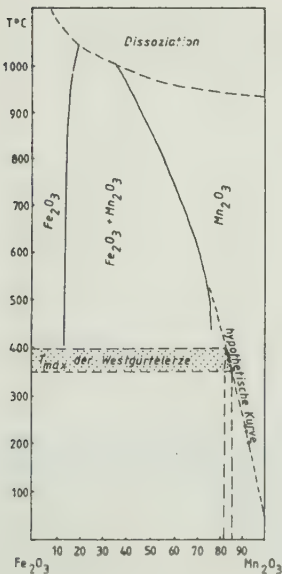
Die maximalen Bildungstemperaturen der Bixbyite des Postmasburggebietes liegen bei $350-400^\circ\text{C}$ (Abb. 5.3). Diese Temperaturen ergeben sich ebenfalls aus den Metamorphosegradbestimmungen (Kap. 4.).

Auch die Bixbyite verfügen über geringe CaO-Werte bis 3%.

	MnO	FeO	SiO ₂
Bixbyitkristalle	95	1,2	0,1
	93	1,8	---
	76	2,6	0,05
	77	16,5	1,01
	78	15,4	0,61
Bixbyitidioblasten	81	11,1	---
	81	12,4	0,11
	82,5	12,0	0,09
	80	13,8	0,05
	81	14,0	0,14
	78	15,4	0,61
	96	0,21	0,11
	96	0,05	0,14
	94,5	0,72	0,52
	92,5	4,4	0,53
Bixbyitlamellen in Braunit	78,5	16,5	0,3
	77	15,7	1,2
	76	16,0	1,0
Bixbyitsäume um Hausmannit	77	16,2	0,35
	75	15,3	1,2
	76	15,7	0,53
Bixbyitgänge	74	16,3	0,72
	75	15,7	0,77
	74	16,0	1,0
	76	15,9	1,3

Mangan- und Eisengehalte der verschiedenen Bixbyitkristallisationsformen.

Abb. 5.2



Das System Fe_2O_3 - Mn_2O_3 nach MASON (1944) mit der hypothetischen Verlängerung bis 100% Mn_2O_3 nach J.E. DE VILLIERS (1983). Punktierte Bereich: maximale Bildungstemperaturen der Postmasburg-Bixbyite, bestimmt durch ihre Fe_2O_3 -Gehalte.

Abb. 5.3

Hausmannit ist sowohl mit hohen FeO-Gehalten (ca. 8%) als auch mit niedrigen (<1%) vorhanden (Abb. 5.4).

Hausmannit baut mit wachsender Temperatur weniger Eisen ein (ROY 1981). So könnten die niedrigen Werte mit lokalen Wärmezonen (z.B. an Dykes und Störungen) zu erklären sein.

Die schlechten Analyseergebnisse (die Gesamtanalysen liegen meist unter 95%) sind durch Wassereinbau der bereits relativ stark verwitterten Hausmannite zu erklären.

	MnO	FeO	SiO ₂
Hausmannitkristalle der mittleren Anchizone	81,5	7,9	0,2
	79,5	10,2	0,4
	80	7,5	0,3
	81	8,3	0,4
	80	7,8	0,3
Hausmannitidioblasten	83	6,1	0,1
	82	5,9	0,2
	83	6,2	0,1
	97	0,5	0,13
	84	0,03	0,27
	83	1,2	0,25

Mangan- und Eisengehalte der Hausmannitkristalle der mittleren und späten Anchimetamorphose.

Abb. 5.4

Jakobsit baut in seiner Niedrig-Temperatur-Form wenig Mn_3O_4 in seine Fe_3O_4 -Struktur ein. Mit FeO-Gehalten von 60-80% liegt er als sehr eisenreicher und somit bei niedrigen Temperaturen gebildeter Jakobsit vor (Abb. 5.5).

	MnO	FeO	SiO ₂
Jakobsitmikrokonkretionen	30,5	66,5	--
	32	69	--
	29	67,5	0,03
	31	65,5	0,05
Jakobsitkristalle	34	64	--
	37,5	59	--
	36	65	0,1
	35,5	63	--
Jakobsitidioblasten	17	80,5	0,07
	16,5	80	0,26
	34	64	0,2
Jakobsitgänge	29	68	0,6
	29	67	0,03
	32	68	--

Mangan- und Eisengehalte der verschiedenen Jakobsitgenerationen in Roinekke.

Abb. 5.5

5.3. Untersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop

Da Metallogenium Bakterien bereits in präkambrischen Abfolgen nachgewiesen werden konnten (PERFIL'EV zit. in CRERAR 1980) z.B. in der Gunflint Formation (Ontario): 2,0 Milliarden Jahre und in den Duck Creek- und Paradise Creek-Formationen (Australien): 1,9 bzw. 1,6 Milliarden Jahre, liegt die Vermutung nahe, daß die Manganfällung, die zur Erzlagerstättenbildung im Postmasburggebiet geführt hat, ebenfalls biogen beeinflusst gewesen sein könnte. Zum Nachweis eventuell noch vorhandener biogener Strukturen wurden 10 Proben im Rasterelektronenmikroskop untersucht. Teilweise wurden die Proben zuerst mit konzentrierter Salzsäure behandelt, teilweise wurden sie unpräpariert mit Gold bedampft. Es war nicht möglich, eindeutig biogene Strukturen festzustellen. Durch diese negativen Ergebnisse ist natürlich die Mitwirkung von Einzellern bei der Manganfällung keineswegs ausgeschlossen. So wird bei der Klärung der Erzgenese auch die Möglichkeit der organischen Fällung diskutiert werden.

6. Die Atmosphäre und Hydrosphäre des Präkambriums

Da sich die Atmosphäre und damit auch die Hydrosphäre des Präkambriums wesentlich von unseren heutigen Gegebenheiten unterscheiden, sollen kurz die wichtigsten Merkmale der präkambrischen Atmosphären- und Hydrosphärenzusammensetzung erläutert werden. Diese Bedingungen sind für die Mechanismen der Erzfällung und -konservierung von Bedeutung.

6.1. Die Atmosphäre

Die Existenz einer frühen reduzierenden Primordialatmosphäre, die aufgrund des Unvermögens unseres Planeten, eine Gashölle festzuhalten, verloren ging (BERKNER u. MARSHALL 1964, SCHIDLÓWSKI 1971), ist auch im Vergleich mit anderen Planeten umstritten (ANDERS u. OWEN 1977, OWEN et al. 1977, SHIMIZU 1979, WALKER 1982). Eine solche Atmosphäre wäre ein Relikt des Nebels gewesen, aus dem unser Sonnensystem kondensierte (WALKER 1976).

Sicher ist aber, daß die Atmosphären der inneren, bzw. terrestrischen Planeten stark an Edelgasen im Vergleich zum Kosmos abgereichert sind (CLEMMEY u. BADHAM 1982, CLOUD 1977, SCHIDLÓWSKI 1971).

Die ursprünglich angenommene stark reduzierende frühe Atmosphäre, bestehend aus N_2 , CH_4 , H_2O und eventuell NH_3 , die zur Synthese von organischen Molekülverbänden sehr gute Voraussetzungen böte (AWRAMIK et al. 1982), ist nach neueren Ergebnissen nicht mehr zwingend vorgeschrieben (CLEMMEY u. BADHAM 1982, OWEN u. CESS 1979). Diese Synthese ist auch unter anderen atmosphärischen Voraussetzungen möglich (SHIMIZU 1979).

Auf alle Fälle scheint eine derartige, stark reduzierende Atmosphäre, falls sie überhaupt existierte, nicht lange bestanden zu haben (SHIMIZU 1979).

Der Vergleich mit heutigen, vulkanischen Entgasungsprodukten brachte eine wahrscheinliche Zusammensetzung von H_2O -Dampf, CO_2 und N_2 für die erste geologisch relevante Atmosphäre (SCHIDLÓWSKI 1971).

Da vulkanische Exhalationen immer kleine pO_2 haben, können sie keinen freien Sauerstoff liefern (SCHIDLÓWSKI 1971, TOWE 1978). Für

die Produktion von molekularem Sauerstoff kommen zwei verschiedene Prozesse in Frage: anorganische Photodissoziation von H_2O -Dampf und CO_2 und organische Photosynthese von Kohlehydraten aus CO_2 und H_2O . Welcher dieser beiden Prozesse im Präkambrium wichtiger war, ist umstritten. SCHIDLOWSKI (1971 u. 1976) und CLOUD (1977) nehmen biologische Photosynthese als einzigen wichtigen Prozeß zur Bildung von Sauerstoff an, während CARVER (1981), CANUTO et al. (1982 u. 1983), KASTING und WALKER (1981) und TOWE (1978) bereits präbiologische Photodissoziation zur Entwicklung von O_2 und damit auch von O_3 annehmen. Die hierfür notwendige UV-Strahlung der Sonne, die analog zu anderen jungen T-Tauri-Sternen damals wohl wesentlich größer gewesen sein dürfte, steht in ausreichendem Maße zu Verfügung (CANUTO et al. 1983).

Es werden O_2 -Konzentrationen zwischen 10^{-4} (BERKNER u. MARSHALL 1964) und 10^{-1} PAL: Present Atmospheric Level (CARVER 1981) für die frühe Erdatmosphäre angegeben, wobei die Mehrheit der Autoren von Werten zwischen 10^{-2} - 10^{-1} PAL ausgehen. Für hohe Sauerstoffkonzentrationen, vielleicht schon den heutigen ähnlich, sprechen sich ebenfalls DIMROTH u. KIMBERLEY (1976) und DIMROTH u. LICHTBLAU (1978) infolge von Untersuchungen an Sedimentzusammensetzungen und Oxidationserscheinungen ozeanischer Pillowkrusten aus.

Archaische Kalzite mit eingebauten Anteilen an Fe^{2+} und Mn^{2+} , die Potenzen unter den Gehalten liegen, die bei einer Bildung in O_2 -freier Umgebung zu erwarten wären, sprechen für das Vorhandensein von freiem Sauerstoff. Weitere Argumente stellen archaische und frühproterozoische Verwitterungsprofile, die oxidierende Bedingungen während der Verwitterung anzeigen, dar.

Ein biologisch wirksamer Ozonschild kann sich ab einer O_2 -Konzentration von 10^{-2} (CARVER 1981), bzw. 10^{-1} PAL (KASTING u. WALKER 1981) bilden. Ob diese Konzentrationen bereits zur Zeit der Erzbildung erreicht waren, ist nicht eindeutig geklärt. Dafür sprechen archaische Stromatolithen aus Australien (LOWE 1980, WALTER et al. 1980), welche Trockenrisse aufweisen und so die Notwendigkeit eines Schutzes vor der hohen UV-Strahlung (Ozonschild) zeigen.

Der Vergleich mit anderen jungen Planeten ergibt eine um 25% verringerte Gesamtstrahlung kombiniert mit einem wesentlich höheren UV-Anteil für die junge Erde. Als Folge wäre mit einer Erdtemperatur zu rechnen, die nur die Existenz von gefrorenem Wasser zuließe. Es sind aber keine geologischen Anzeichen für eine solche dauerhafte Abkühlung der Erde vorhanden. So wird von einem Gewächshauseffekt einer $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -Atmosphäre ausgegangen (CANUTO et al. 1982, OWEN u. CESS 1979, WALKER et al. 1981). Von KNAUTH und EPSTEIN (1976) werden aus Chertmessungen Oberflächentemperaturen von 70°C vor 3 Milliarden Jahren und 52°C vor 1,2 Milliarden Jahren angegeben.

6.2. Die Hydrosphäre

Die Angaben in der Literatur über die präkambrische Hydrosphäre sind ebenso wie die über die Atmosphäre widersprüchlich. So geht MAISONNEUVE (1982) von einem langsamen Wachstum des Ozeanvolumens während des Präkambriums aus, während MEL'NIK (1982) die Bildung des Hauptvolumens im Archaikum annimmt.

Einigkeit herrscht aber über die Tatsache, daß der pH der Ozeanwässer nach einer anfänglich sauren Periode, hervorgerufen durch eine CO_2 -Atmosphäre und saure Entgasungen, schnell neutral und dann basisch wurde (MAISONNEUVE 1982, MEL'NIK 1982, RUBEY 1964, SALOP 1983).

Ein hoher CO_2 -Atmosphärendruck führte zu niedrigem pH der kontinentalen Oberflächenwässer und damit zu guten Lösungseigenschaften. Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Fe^{2+} und Mn^{2+} -Ionen wurden in die Ozeane verfrachtet und führten dort zu basischen Bedingungen. MAISONNEUVE (1982) gibt pH-Werte von 8 bis eventuell sogar 9 für präkambrische Ozeane an.

Na^+ und Cl^- , die heute zusammen mit Mg^{2+} die wichtigsten Bestandteile an der Gesamtmineralisation darstellen, waren wesentlich weniger vorhanden, während Mg^{2+} hohe Anteile an der Gesamtmineralisation ausmachte (MAISONNEUVE 1982).

Im Gegensatz zu heutigen Ozeanen waren die Meere des Präkambriums wegen eines hohen Anteils an HCO_3^- -Ionen nicht kalkgesättigt. Die Abnahme des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre im Laufe des Präkambriums

führte zu vermehrter Bildung von Kalkgesteinen. Meist handelt es sich um stromatolithische Bildungen. Blaugrünalgen benötigen zur Photosynthese das als HCO_3^- im Wasser gelöste CO_2 und führen so zu Ausfällung von Kalken.

SiO_2 war in erheblich höherem Maße in präkambrischen Ozeanen gelöst (HOLLAND 1972, VEIZER u. GARETT 1978).

Aluminium geht im sauren Bereich in leicht lösliche Al^{3+} Ionen über, sein Oberflächentransport stellte somit kein Problem dar.

Auch Phosphor ist unter den Bedingungen einer CO_2 -Atmosphäre leicht löslich, der Gehalt an P_2O_5 in sedimentären BIFs steigt vom Archaikum zum Paläozoikum an (MAISONNEUVE 1982). Phosphor ist Voraussetzung für die Entwicklung des Lebens.

Nach zuerst herrschendem Mangel an SO_4^{2-} (CAMERON 1982, MAISONNEUVE 1982) erreichte das Sulfat spätestens vor 2350 mio a namhafte Konzentrationen in den Ozeanen.

Die Bedingungen der Ozeane wurden durch biogene Photosynthese zunehmend oxidierender (MAISONNEUVE 1982, TOWE 1983, VEIZER et al. 1982). Bereits an archaischen Pillowbasalten konnten oxidierte Fe^{3+} -Krusten nachgewiesen werden (DIMROTH u. LICHTBLAU 1978).

Schätzungen von HOLLAND (1973) werden von diesen Autoren um Zehnerpotenzen erhöht. Sie lehnen O_2 -Konzentrationen der präkambrischen Hydrosphäre ebenso wie der Atmosphäre, die um Potenzen von den heutigen abweichen, ab.

Diese hohen O_2 -Werte sind für die Hydrosphäre ebenso wie für die Atmosphäre nicht gesichert. Aber O_2 -Konzentrationen, die im Prozentbereich der heutigen Werte liegen, erscheinen wahrscheinlich.

Während des Archaikums wurde der Chemismus der Ozeane stärker vom Mantelfluß bestimmt, während im früheren Proterozoikum der Wärmefluß abnahm und der kontinentale Einfluß überwog (AWRAMIK et al. 1982, VEIZER 1978, VEIZER et al. 1982).

Die Temperaturen werden von CARVER (1981) mit 50-70° C angegeben.

6.3. Die Atmosphäre und Hydrosphäre zur Zeit der Entstehung der Erze des Postmasburg Manganfeldes

Unabhängig von der Frage einer oxidierenden oder reduzierenden Primäratmosphäre ist zur Zeit der Ablagerung der Manganerze vom Typ Postmasburg mit dem Vorhandensein von freiem Sauerstoff zu rechnen (OWEN u. CESS 1979, SALOP 1983, TOWE 1978).

Nach dem unteren Mesoproterozoikum werden die präkambrischen Schichten durch Red-Bed-Sedimente gekennzeichnet, deren Verbreitung in den jüngeren Abfolgen zunimmt (CAMERON 1982, CLEMMY u. BADHAM 1982, DIMROTH u. KIMBERLEY 1976, SALOP 1983). Daneben sprechen Gipsevaporite aus dem mittleren und unteren Proterozoikum (WALKER et al. 1977, BADHAM u. STANWORTH 1977) und oxidierte Paläoböden (CLEMMY u. BADHAM 1982) für zunehmend oxidierendere Bedingungen.

Als Beweis für eine reduzierende Atmosphäre während des größten Teils des Präkambriums wird meist das Vorhandensein von Thorium-Uraninit- und Pyrit-Geröllen angeführt. GRANDSTAFF (1976 u. 1980) berichtet von rezenten alluvialen Vorkommen eben dieser Minerale im Indusssystem. CLEMMY (1978) beschreibt reiche Pyrit- und Kupfersulfidseifen aus der Atacama-Wüste. Somit verlieren diese Argumente an Überzeugungskraft.

Der CO_2 -Druck wird mit 0,0086 bar angegeben, das entspricht dem 30-fachen heutigen CO_2 -Druck von 0,00032 bar. Dieser Wert wurde unter der Voraussetzung der gleichmäßigen CO_2 -Entgasung während der gesamten Erdentwicklung (4,5 Mill. a) errechnet, indem das Gesamtvolumen an gebundenem Kohlenstoff mit dem Erdalter ins Verhältnis gesetzt wurde. So wäre mit einer CO_2 -Abgabe von $2,2 \times 10^7$ t/a zu rechnen (MAISONNEUVE 1982, OWEN u. CESS 1979).

Ob der CO_2 -Druck wirklich diese hohen Werte erreicht, ist nicht eindeutig nachweisbar, aber CO_2 -Drucke, die erheblich über unseren heutigen liegen, erscheinen plausibel.

Der hohe CO_2 -Druck führte zur vermehrten Primärausscheidung von Dolomit, in welchen Mn^{2+} und Fe^{2+} für Mg^{2+} und Ca^{2+} ins Gitter eingebaut werden können. Hierbei steigt die MnO/Fe total-Rate für Karbonate mit wachsendem Alter an (VEIZER u. GARETT 1978).

Aus Chertmessungen werden Landoberflächentemperaturen von 40-50° C (KNAUTH u. EPSTEIN 1976) und Ozeanoberflächentemperaturen von 50° C (CARVER 1981) angegeben. OWEN et al. (1977) und MAISONNEUVE (1982) nehmen dagegen Wassertemperaturen von ca. 20° C an.

6.4. Zusammenfassung der Bedingungen zur Bildungszeit der Griquatown und Postmasburg Gruppen

Geht man von den in der Mehrheit der neuesten Literatur vertretenen Annahmen über die Atmosphären- und Hydrosphären-Entwicklung des Präkambriums aus, wie in Kapitel 6 bis 6.3. beschrieben, so kommt man zu folgenden Charakteristika für die Bildungszeit der Postmasburgerze (2300-2200 mio a).

- Bereits geringe Gehalte an freiem Sauerstoff in Atmosphäre und Hydrosphäre
- Hohe CO_2 -Gehalte der Atmosphäre
- Saure Kontinentalwässer und basische Ozeane
- Bereits namhafte SO_4^{2-} -Konzentrationen in Ozeanen
- Temperaturen zwischen 20 und 50° C

7. Manganerzlagerstätten in Karstgebieten

In neuerer Zeit wurde über die Zusammenhänge zwischen Verkarstung und Erzbildung mehrfach gearbeitet: BERNARD (1971), BONI et al. (1982), GINSBURG (1966), LELEU (1966 und 1969), SCHULZ (1982), ZUFFARDI (1976).

Allerdings existiert über Manganvererzungen in Karstsystemen nur wenig Literatur (BORCHERT 1970, BOTTKE 1969, J. DE VILLIERS 1960).

Die Mechanik der Verkarstung sowie die physikochemischen Bedingungen in den Karstsystemen sind weitgehend bekannt.

Die Bedeutung des Karstes für das Vorhandensein von Erzlagerstätten liegt sowohl in der Entstehung (Fallenstrukturen, besondere geochemische Bedingungen) als auch in der Erhaltung der Erzlager.

Nachfolgend soll ein kurzer Überblick über die Grundlagen, die für die Erzgenese in Karsterscheinungen wichtig sind, gegeben und ihre Anwendung auf die Postmasburgerze aufgezeigt werden.

7.1. Das Karstmodell

CVIJIC (1918) unterteilte Karstsysteme in 3 Zonen: die oberste Perkolationszone, die mittlere Zone ständiger Zirkulation und die untere Imbitionszone. BÖGLI (1978) bezeichnet die beiden oberen Zonen als vados, die Imbitionszone als phreatisch. Die Zonen werden wie folgt beschrieben (BERNARD 1971, BÖGLI 1978, CVIJIC 1918, ZUFFARDI 1976):

1. Die Perkolationszone (Sickerzone): hier sickert durch Klüfte und Höhlen frisches CO_2 -haltiges Wasser. Die mechanische Erosion überwiegt, grobklastische Sedimentation und vertikale (in Richtung auf die Imbitionszone hin) Wasserbewegung herrschen vor. Durch ständige Lösung von Karbonaten nimmt der pH der Wässer zu.
2. Die Zone ständiger Zirkulation (Hochwasserzone): ist durch Klüfte und Gallerien gekennzeichnet. Hier bestehen je nach Wasserstand entweder die Bedingungen der Perkolations- oder der Imbitionszone. Der pH der Wässer ist neutral bis basisch, und sie sind weniger oxidierend als die der Perkolationszone.

Die Fließgeschwindigkeit variiert von 3-100 m/h. Hier kommt es zu intensiver chemischer Erosion und damit verbunden zum Einsturz von Decken und Seitenwänden der Karsthöhlen (Inkasion). Feinklastische Sedimentation ist häufig.

3. Die Imbitionszone liegt ständig unterhalb des Grundwasserspiegels. Sie muß aber nicht immer ausgebildet sein. Hier ist die Wasserbewegung sehr langsam, wenn nicht fehlend, dadurch werden negative Eh-Bedingungen erzeugt, der pH ist infolge des großen Anteils gelöster Kationen basisch. Die chemische Sedimentation ist hier vorherrschend.

Insgesamt gibt LELEU (1966) folgende Randbedingungen für Karstsysteme an:

$$6 < \text{pH} < 8,5$$

$$1 \text{ atm} < P_{\text{CO}_2} < 2 \times 10^{-4} \text{ atm}$$

$$5^\circ \text{ C} < T < 20^\circ \text{ C}$$

(s. auch Abb. 7.1)

$$-0,4 \text{ V} < \text{Eh} < 0,8 \text{ V}$$

Zwar kann man diese Werte nicht völlig auf ein präkambrisches Karstsystem übertragen, aber sie geben doch Anhaltspunkte.

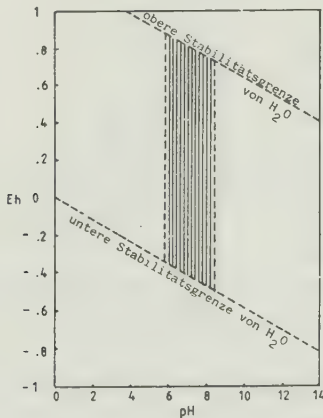


Abb. 7.1 Eh-pH-Bedingungen in Karstsystemen (LELEU 1966)

Nach BERNARD (1971) kommen die meisten chemischen Erzbildungen in der Imbitionszone vor, d.h. das senile Stadium der Karstentwicklung ist für die Erzfällung am wichtigsten, da dann die Im-

bitionszone ihre größte Ausdehnung hat. Die Bedingungen hier sind auch für eine Manganfällung am günstigsten (hoher pH s. Abb. 8.1).

Durch epirogene Bewegungen werden Karstsysteme überprägt und so kommen in dieser Zone Inkationsbrekzien zusammen mit chemisch gefällten Erzschlämmen und Erztonen vor.

Tone flocken ebenfalls in der tiefsten Zone, bedingt durch den hohen Ca^{2+} -Gehalt der Wässer fast vollständig aus.

SCHULZ (1982) weist mehrmals darauf hin, daß für eine Erzbildung in Verkarstungserscheinungen ein primär angereichertes Muttergestein nötig ist.

Durch Hebungen und Senkungen des Wasserspiegels, z.B. durch epirogene Bewegungen überlagern sich die einzelnen Zonen und rejuvenieren. Das führt zu weniger übersichtlichen Bedingungen.

Nach Abschluß der Karstbildung kann das System durch die Überlagerung mit undurchlässigen Schichten und Anstieg des Grundwasserspiegels über die Diskordanzfläche hinaus fossilisiert werden.

Als weitere Überprägung käme noch sukzessive mächtigere Überdeckung verbunden mit Metamorphose in Betracht.

7.2. Das Postmasburgerzfeld

Die Prinzipien der Karsterzbildung sind auf alle drei Erztypen des Postmasburg Manganfeldes anwendbar.

Die Ausbildung ausgeprägter Karstsysteme war Vorbedingung für die Lagerstättengeneese. Eine Karstkorrosion unterhalb des Meeresspiegels wird ausgeschlossen. (BÖGLI 1978, SWEETING 1972). So ist eine hangende Diskordanzfläche wichtige Voraussetzung zur Lagerstättenbildung in Karstsystemen (BERNARD 1971, GINSBURG 1966, LELEU 1966 und 1969).

Für die Ausbildung der Verkarstungen im Fairfield Dolomit ist also im Gegensatz zur allgemeinen Entwicklung eine Regression des Transvaalmeeres vom Maremanedom zwischen der Ablagerung der Campbell und der Griquatown Gruppe zu fordern.

Die ältesten, in diesen Verkarstungen erhaltenen allochthonen Ablagerungen werden der Asbestos Hills Eisenformation zugeordnet. Diese Verkarstungsperiode ist für die Erzbildungen des Ostgürtels und des Gemischten Typs wichtig.

Die Ausbildung eines weiteren Karstsystems am heutigen W-Rand des Maremanedoms vor Sedimentation der Postmasburg Gruppe bedingte und konservierte die Vererzung des Westgürtels.

Lage und Ausbildung der Verkarstungssysteme folgte dem tektonischen Beanspruchungsplan. Durch N-S-Beanspruchung wurde ein Gefügesystem angelegt, welches zu bevorzugter Verkarstung in ac- (ca. 10°) und hk0- (50° und 150°) Richtungen führte (mdl. Mitt. LEISEN) (Abb. 7.2).

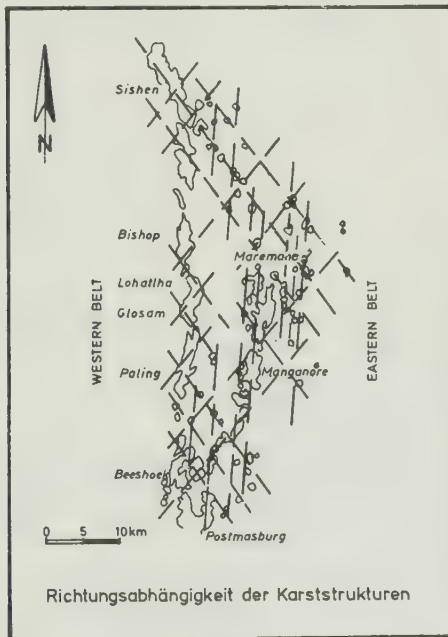


Abb. 7.2 Darstellung der Richtungsabhängigkeit der Karststrukturen auf dem Maremanedoms, kartiert aus Landsat-MSS-Daten. (Leisen i. Vorbereitung)

7.2.1. Die Erze des Ostgürtels

Hier sind die Wolhaarkop Brekzie, eine silikatische Inkasionsbrekzie und untergeordnet Karsttonlagen vererzt.

Die Verkarstung des Dolomits und die Anlage eines unterirdischen Drainagesystems führten zur Produktion von Brekzien durch Lösung und Einsturz.

In der Perkolationszone wurden durch saure und nur wenig oxidierende Wässer (CO_2 -reiche und O_2 -arme Atmosphäre) der Dolomit, sowie Eisen und Mangan und teilweise auch SiO_2 gelöst. Die Voraussetzung, daß für die Erzbildung ein primär angereichertes Muttergestein notwendig ist, ist durch den manganführenden Fairfield Dolomit gegeben. BEUKES (1978) gibt Werte von 1-3% MnO an.

Durch die tektonischen Beanspruchungen des Maremanedoms in N-S-Richtung wird die Öffnung von Rissen im Gestein bewirkt und dadurch eine stark vergrößerte Angriffsfläche für Karstwässer geschaffen.

Inkasiationsbrekzien sind immer autochthon (BÖGLI 1978), worauf auch hier die geringe Rundung der silikatischen und dolomitischen Komponenten, sowie das Auftreten fast zusammenhängender Quarzlagen hinweisen. Karsttöne dagegen können der geringen Sinkgeschwindigkeit der feinklastischen Komponenten wegen weit in den Höhlensystemen verfrachtet werden.

Die Komponenten der Wolhaarkop Brekzie bestehen aus autochthonen Relikten des gelösten Dolomits. Hohlraumfüllungen von klarem Hyalit und trübem Chalcedon, sowie, allerdings seltener, weißem, trübem Baryt und Kalzit sind vorhanden.

Sie entstanden in der Imbitionszone durch Überschreitung des Löslichkeitsprodukts. Die Präzipitation des Baryts ist in Zusammenhang mit der Fossilisierung des Karstsystems zu sehen (BERNARD 1971).

Die Matrix der Brekzie ist silikatisch und häufig Mangan-, seltener Eisen-führend.

Die Ausfällung von Eisen und Mangan erfolgte wohl ebenfalls bevorzugt in der Imbitionszone. Die hier herrschenden Bedingungen lassen theoretisch nur eine Präzipitation in Form von Karbonaten zu (Abb. 8.1).

Es wird deutlich, daß eine Ausfällung desto wahrscheinlicher wird, je basischer das System ist. Dies kann ein Grund sein, daß die Manganerzlager meist direkt am Dolomit zu finden sind. Hier ist die Konzentration von Ca^{2+} -Ionen am höchsten und somit herrschen hier extrem basische Verhältnisse.

Die auf die Ablagerung folgenden sedimentären und diagenetischen Prozesse, sowie die Verdrängung der Gangartkomponenten durch Mangamineralie werden in Kap. 9 genau beschrieben.

Durch nachfolgende Absenkung des Maremanedoms werden die überlagernden Abfolgen der Asbestos Hills Formation sedimentiert und die Fossilisation des Karstsystems eingeleitet.

7.2.2. Die Erze des Westgürtels

Die Mechanismen der Verkarstung des Ulco Dolomits sind dieselben wie bereits beim Ostgürtel beschrieben. Wieder fand die Vererzung in einem primär angereicherten Muttergestein statt. Es werden Mangangehalte bis zu 8% MnO und Durchschnittsgehalte von 2-3% für den Ulco Dolomit angegeben (BEUKES 1978). Er enthält mehr Eisen und Aluminium als der Fairfield Dolomit des Ostgürtels.

In die chemisch gefällten Mangan- und Eisenschlämme wurden Dolomitrelikte und Karsttone und darüber Abfolgen der Gamagara Shale Formation sedimentiert.

In den liegenden Tonschiefern wurden die höchsten Mangangehalte konzentriert. Da sie den unlöslichen Stoffbestand des Ulco Dolomits widerspiegeln, enthalten sie auch relativ hohe Anteile an Eisen und Aluminium und genügend SiO_2 zur Ausbildung von Braunit.

Die vererzten Residualtone werden von den Gamagara Shale Abfolgen überlagert, die ihrerseits über hohe Mangangehalte aus dem Transvaal Meer verfügen. Die Stagnation der Wässer in den Karsthohlformen ermöglichte eine nahezu vollständige Ausfällung der Erzgehalte.

Weiter diente das Karstsystem der Konservierung der Erzlager. Fossilisiert wird das Karstsystem von undurchlässigen Tonschichten der hangenden Gamagara Tonschiefer.

7.2.3. Die Erze des Gemischten Typs

Für die stratigraphisch tieferliegende Brekzienvererzung und die vererzten Karsttone kann übernommen werden, was für die Karsterze des östlichen Vererzungsgebietes gilt.

Für die stratigraphisch höher liegenden Erzhorizonte in der basalen Asbestos Hills Eisenformation und den Gamagara Tonschiefern gilt was über die hangenden Westgürtelerze gesagt wurde.

8. Begleitende Literaturstudien und ihre Anwendung

8.1. Die Geochemie des Mangans

Das Element Mangan steht mit der Ordnungszahl 25 in der VII. Nebengruppe des Periodensystems. Seine Nachbarn sind Chrom und Eisen. Mit letzterem hat Mangan sowohl im chemischen Verhalten als auch im Vorkommen in der Natur viele Gemeinsamkeiten.

Als Elektronenkonfiguration für das freie Manganatom läßt sich $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 4s^2$ angeben. Das heißt, die fünf 3d-Bahnen der M-Schale sind jeweils nur zur Hälfte besetzt. Den sieben Valenzelektronen entsprechend tritt Mangan in seinen chemischen Verbindungen positiv ein- bis siebenwertig auf. Die zwei- und vierwertigen Oxidationsstufen sind in der Natur weitaus die häufigsten, gefolgt von der instabilen dreiwertigen Form.

Die unterschiedlichen Wertigkeiten dienen als Anzeiger für die Temperatur, Sauerstoff-Fugazität, Eh- und pH-Bedingungen während der Bildungszeit der Minerale.

Bei der Verwitterung ist Mangan vor allem im sauren Bereich mit großem Gehalt an organischen Stoffen mobil, während es zusammen mit Eisen und Aluminium in den basischen Böden der feuchten Tropen in Bauxit- und Lateritbildungen konzentriert wird.

Im Gegensatz zu Aluminium ist die Löslichkeit des Mangans und Eisens nicht nur pH- sondern auch sehr stark Eh-abhängig. (Abb. 8.1) Hier sieht man ein relativ großes Stabilitätsfeld für gelöstes Mn^{2+} ; es ist größer als das für Fe^{2+} . Dadurch erklärte bereits KRAUSKOPF (1957) das Phänomen der Trennung der geochemisch sehr ähnlichen Metalle Mangan und Eisen in phanerozoischen Erzvorkommen. Hinzu können noch organische Faktoren wie ausschließlich Eisen- oder Mangan-oxidierende Bakterien kommen.

Bei der Ablagerung des Mangans aus natürlichen Lösungen spielen folgende Faktoren eine Rolle:

- a. Gleichgewichtsprozesse
- b. kinetische Faktoren
- c. Kolloidchemie
- d. biogene Effekte

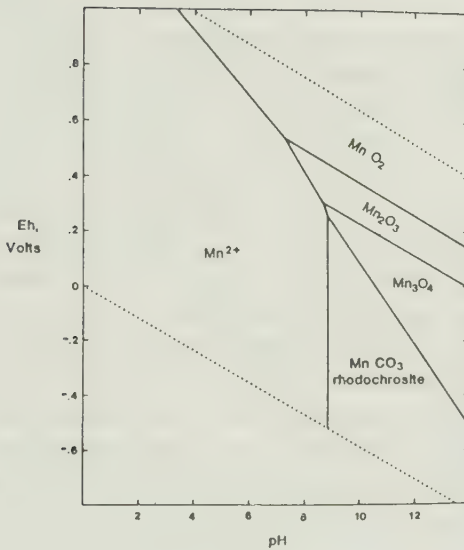


Abb. 8.1 Eh-pH-Diagramm für Manganoxide und -karbonate. $a_{Mn^{2+}} = 10^{-6}$; $a_{CO_3^{2-}} = 10^{-3}$ (MAYNARD 1983)

Für die Ausfällung der meisten Manganoxide ist die Oxidation zu Mn^{4+} notwendig. Diese Oxidation von Mn^{2+} zu Mn^{4+} ist aber im Gegensatz zur Bildung von Fe^{3+} aus Fe^{2+} stark kinetisch behindert (GLASBY 1977, STUMM u. MORGAN 1981). Zudem liegt Fe im Meerwasser auch meist in seiner dreiwertigen Form vor (CRERAR et al. 1980a). Die Oxidation von Mangan folgt einer autokatalytischen Beziehung und wird durch das Vorhandensein aktiver Oberflächen (Eisen- oder Manganoxid, bzw -hydroxid) unterstützt (BURNS u. BURNS 1977). Diese Schwierigkeiten treten nicht bei der unmittelbaren Bildung von Rhodochrosit auf, welcher sich direkt aus dem Mn^{2+} der Lösung bildet (MAYNARD 1983).

Das Mangan mariner Vorkommen wird geliefert durch:

1. Abtragung der Kontinente
2. hydrothermale und vulkanische Aktivität
3. Halmyrolyse

Während der Diagenese ist Mangan sehr mobil, da die Löslichkeit jedes Manganoxids exponentiell mit abnehmendem Eh und pH zunimmt (Abb. 8.1). Es beginnt entlang chemischer Potentialgradienten von saurem und/oder reduzierendem Milieu in Richtung auf basische und/oder oxidierende Umgebung zu wandern.

Da mit zunehmender Tiefe im Sedimentstapel eine Eh-Erniedrigung auftritt (CRERAR u. BARNES 1974) hat Mangan eine große Neigung, in tieferen Stockwerken in Lösung zu gehen und auszuwandern.

In rezenten marinen Sedimenten wurde zusätzlich noch eine pH-Verringerung mit der Tiefe festgestellt.

Bei Mangan finden also häufig sekundäre Umlagerungsprozesse statt.

Bei der Bildung sedimentärer Lagerstätten kommt es meist zu einer mehr oder weniger stark ausgebildeten Fraktionierung von Eisen und Mangan. So weisen viele sedimentäre Eisenerzvorkommen nur sehr geringe Mangangehalte auf; ebenso wird in sedimentären Manganlagerstätten häufig kaum Eisen gefunden. Hierbei lassen präkambrische Lagerstätten oft eine weitaus schlechtere Trennung erkennen als jüngere Bildungen. Zur Erklärung der Fraktionierungen sind drei Möglichkeiten denkbar:

1. Trennung bei der Erzlieferung aufgrund der besseren Löslichkeit des Mangans.
2. Trennung durch unterschiedliche Ausfällung. Eisen wird leichter oxidiert als Mangan, d.h. bei gleichem pH fällt Eisen bei geringeren Eh-Werten aus als Mangan, oder umgekehrt bei gleichem Eh genügen schon kleinere pH-Werte zur Eisenfällung.
3. Trennung durch diagenetische Prozesse. Durch die in den tieferen Sedimentstockwerken bei geringen organischen Anteilen entstehenden niedrigen Eh-Bedingungen werden zuerst Mn^{4+} , dann Mn^{3+} und zuletzt Fe^{3+} reduziert und dann in den Porenwässern zum Wandern veranlaßt. So tritt erstens eine Trennung durch die unterschiedliche Reduzierbarkeit und zweitens eine weitere auf dem Weg nach oben, wie in 2. beschrieben, durch Ausfällung bei verschiedenen Eh-Bedingungen ein.

Bei der Trennung von Eisen und Mangan im sedimentären Zyklus spielen wohl alle drei Punkte eine Rolle (KEAYS u. SCOTT 1976).

8.2. Manganfällung durch Organismen

Es gibt verschiedene einzellige Organismen, die Mangan fällen können. Schon 1925 beschrieb THIEL die Mitwirkung von Einzellern bei der Manganpräzipitation. In neueren Arbeiten (DUBINIA 1980, SCHÜTT 1979, SCHWEISFURTH et al. 1980) wurden die Fällungsprozesse mit Bakterien nachvollzogen.

Das Mangan-fällende Bakterium *Metallogenium* konnte bereits in präkambrischen Abfolgen nachgewiesen werden (PERFIL'EV zit. in CRERAR 1980b). Die heute noch lebende Form *Metallogenium personatum* wurde bislang nur in Süßwasserbereichen und in sehr O_2 -armen Teilen der Ozeane gefunden, während die fossilen Formen offensichtlich marin lebten. Der Grund hierfür dürfte wohl in den höheren Mangangehalten und in den niedrigeren Oxidationspotentialen der damaligen Ozeane zu sehen sein (CRERAR et al. 1980b).

Das Bakterium *Metallogenium personatum* ist in der Lage, in Umgebungen mit oder ohne Mangan zu leben. Seine äußere Gestalt verändert sich aber wesentlich bei Anwesenheit von Mangan (siehe Abb. 8.2).

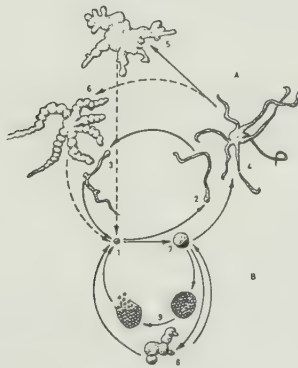


Abb. 8.2 Entwicklung des *Metallogenium personatum*. A: in Anwesenheit von Mangan; B: bei Abwesenheit (DUBINIA zit. in CRERAR et al. 1980b). Die Zahlen geben Entwicklungsschritte an.

Rezente Metallogenium-Bakterien leben nur innerhalb sehr enger Eh-pH-Bedingungen. CRERAR et al. (1980b) gibt einen pH-Bereich von 6,8 - 7 und einen Sauerstoffpartialdruck von $P_{O_2} = 2,3 \times 10^{-3}$ atm an. SCHWEISFURTH et al. (1980) nehmen als Bereich für bakterienkatalysierte Manganfällung pH-Werte zwischen 5 und 7,5 und Eh-Bedingungen um 200 mV an. Oberhalb pH-Werten von 8 gewinnt die chemische Oxidation die Oberhand.

Von den vier heute bekannten Metallogenium-Arten fallen zwei Arten vorzugsweise Mangan. PERFIL'EV (zit. in CRERAR et al. 1980b) erhielt in Kulturen Mn_2O_3/Fe_2O_3 -Raten zwischen 1,4 und 4,7. GABE und RABINOVICH (zit. in CRERAR et al. 1980b) konnten zeigen, daß bei Metallogenium-geimpften Proben im Metallogeniumhorizont starke Eh-Maxima auftreten. In ihren Beispielen kam es zu Eh-Werten von 600 - 800 mV. In sterilen Kontrollproben fehlte dieses Maximum.

Es ist nicht bekannt, ob die Fällung von Mangan durch Metallogenium auf enzymatische Prozesse, auf die lokale Eh- und pH-Erhöhung oder auf die Zerstörung Mangan-haltiger organischer Moleküle zurückzuführen ist. CRERAR et al. (1980b) nimmt infolge der spezifischen Fällung von Mangan relativ zu Eisen enzymatische Aktivitäten an.

Auch weist er auf Schutzfunktionen der Oxide für die Einzeller hin, die weder über eine äußere Membran noch über eine Zellwand verfügen.

Bei der hohen Mobilität des Mangans ist nicht damit zu rechnen, daß es noch häufig in der Nähe der fällenden Organismen zu finden ist.

8.3. Lagerstättensystematik

Bei der Systematik der Manganlagerstätten wird von den verschiedenen Autoren nach unterschiedlichen Kriterien vorgegangen. Dies führt zu einer Unzahl von Klassifizierungsmöglichkeiten, deren einfachste von ROY (1981) benutzt wird.

Er legt die Bildungsprozesse zur Unterscheidung zugrunde und unterteilt in:

1. Hydrothermale Lagerstätten
2. Vulkanogen-sedimentäre Lagerstätten
3. Nicht-vulkanogen-sedimentäre Lagerstätten
4. Sekundäre Lagerstätten

Diese Systematik läßt trotz ihrer Einfachheit eine gute Beurteilung der Lagerstätten zu. Sie wird hier übernommen.

Die Vorkommen des Ostgürtels und die liegenden Teile des Westgürtels und des Gemischten Typs sind als Karstresidualvererzungen den sekundären Lagerstätten zuzuordnen.

Dagegen sind die hangenden Tonschiefererze des Westgürtels und des Gemischten Typs als nicht-vulkanogen-sedimentäre Bildungen anzusprechen.

9. Erarbeitete Genesemodelle der einzelnen Lagerstättentypen des Postmasburggebietes

Die Geländebegehungen zeigen, daß die stratigraphische Entwicklung der Griqualand West Abfolge auf dem Maremanedon und der Aucampsrust-Turner Aufwölbung von der allgemeinen Ausbildung abweicht. (Abb. 2.1)

So muß eine Erosionsperiode zwischen der Ablagerung der Ghaap-Plateau Dolomite und der Asbestos Hills Eisenformation angenommen werden. Diese ist für die Lagerstättenbildung ebenso wichtig wie eine weitere am Beginn der Gamagara Shale Formation.

Während der ersten Erosionsperiode bildete sich das Karstsystem aus, das die Vererzungen des Ostgürtels und teilweise auch des Gemischten Typs bedingte. Zur Zeit der zweiten entstand die Verkarstung im Bereich des Westgürtels.

Die Karstsysteme waren sowohl für die Bildung als auch für die Konservierung der Lagerstätten aller drei Typen unerlässlich.

Im Folgenden soll ein Genesemodell gezeigt werden, das die Geländebefunde mit den erzpetrographischen Untersuchungen und den Literaturstudien der Bildungsbedingungen vereinigt.

9.1. Genesemodell der Manganerze des Ostgürtels

Hier sind Teile einer silikatischen Brekzie mit eingeschalteten Tonhorizonten in Karstlöchern vererzt. Die Verkarstung muß zwischen der Ablagerung des Campbell Rand Dolomits und der Asbestos Hills Formation angesetzt werden.

Die größten Erzkonzentrationen sind jeweils direkt an dem verkarsteten Dolomit zu finden. Das Erz wird heute fast ausschließlich von Braunit, begleitet von Mineralen der Oxidationszone, aufgebaut.

Sekundäre Migrationen von Erzlösungen sind überall im Gestein zu sehen. (Kap. 2.2.1.)

9.1.1. Entstehung des Karstsystems und Herkunft der Erze

Während der Erosionsperiode zwischen der Ablagerung der Campbellrand Dolomite und der Asbestos Hills BIFs kam es in dem

anstehenden Fairfield Dolomit im Bereich des Ostgürtels zur Ausbildung eines ausgeprägten Karstsystems mit Dolinen, Höhlen und Karsttrichtern. In den obersten Partien des Dolomits fanden sekundäre Silifizierungsvorgänge statt.

Der Fairfield Dolomit zeichnet sich durch hohe Mangan- und SiO_2 -Gehalte, aber niedrige Fe- und Al-Werte aus.

Im Wesentlichen folgte die Lagerstättenbildung des Ostgürtels den Prinzipien der Karstlagerstättenentstehung (Kap. 7.).

Die präkambrische Atmosphäre hatte höhere Gehalte an CO_2 als unsere heutige (Kap. 6.).

Infolge dieses höheren CO_2 -Drucks waren die Sickerwässer, die in die oberste Partie des Dolomits eindringen, sehr aggressiv. Sie begannen in der Perkolationszone, die Karbonate und mit ihnen das Mangan und teilweise auch Silizium zu lösen. Grobklastische Sedimentation war häufig.

Die chemische Lösungstätigkeit wurde in der Hochwasserzone noch verstärkt, der pH der Wässer war durch ständige Lösung von Karbonaten und Metallen neutral geworden, der Eh nahm ab, aber dadurch wurde der Stabilitätsbereich von Mn^{2+} noch nicht überschritten (Abb.8.1). Feinklastische Sedimente waren in dieser Zone vorherrschend.

In der untersten, der Imbitionszone, war auf Grund des hohen Anteils an gelösten Kationen ein basisches Milieu ausgebildet. LELEU (1966) gibt pH-Werte bis 8,5 an. Die Löslichkeit in den beiden oberen Zonen war eher größer als heute, sodaß man sogar von einer höheren Basizität der Wässer der Imbitionszone ausgehen könnte. Das Oxidationspotential war negativ und chemische Sedimentation der vorherrschende Prozeß.

In der Imbitionszone kommt man an die Grenzen des Stabilitätsfeldes von Mn^{2+} und muß so mit der Ausfällung von Manganschlamm rechnen (Abb.8.1).

9.1.2. Ablagerung der Erze

Über die ersten Manganphasen, die in den primären Residualschlammern vorhanden waren, lassen sich keine genauen Aussagen mehr machen.

Bei ausschließlicher Berücksichtigung anorganischer Fällungsmechanismen kommt nur eine Fällung in Form von 2-wertigen Manganverbindungen in Frage, nämlich Rhodochrosit (MnCO_3) oder andere Mangankarbonate bzw. Pyrochroit (Mn(OH)_2). Mn(OH)_2 fällt in reduzierendem Milieu auch bereits bei pH 8,5 aus (MARCHANDISE 1956) und wird leicht oxidiert. In dem karbonatischen Milieu der Karstsysteme wäre aber eher mit Karbonatbildung zu rechnen.

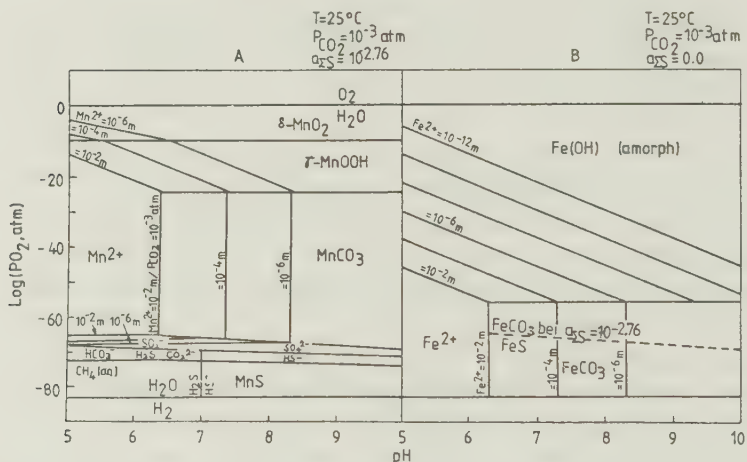


Abb. 9.1 Stabilitätsbereiche ausgesuchter Mangan- und Eisenminerale berechnet für die Bedingungen des Präkambriums nach CRERAR et al. (1980b).

Da keine Relikte von Rhodochrosit gefunden werden konnten und Karbonatreliktstrukturen von bereits neukristallisierten Karbonaten herrühren, muß diese Frage offen bleiben.

Bei der direkten Ausfällung von MnCO_3 aus einer Lösung treten die kinetischen Schwierigkeiten der Mn^{IV} -oxid-Fällung nicht auf (Kap. 8.1.) (MAYNARD 1983).

Je mehr man sich dem Dolomit nähert, desto größer wird die Konzentration an Ca^{2+} -Ionen und desto basischer wird das Mi-

lieu. Das ist einer der Gründe, warum die reichsten Erze meist in der Nähe des Dolomits zu finden sind.

Durch die andauernde Lösungstätigkeit des Wassers kam es zum Einsturz weiterer Teile des Karstsystems in die Imbitionszone. Die silikatischen und dolomitischen Decken- und Wandrelikte stürzten zusammen mit den unlöslichen Relikten der Dolomite wie Chertbänken und Quarzlagen in die chemisch gefällten Manganschlämme und bildeten zusammen mit ihnen die teilweise vererzte Wolhaarkop Brekzie.

Da Inkasionsbrekzien ausnahmslos autochthon sind (BÖGLI 1978), sind die Komponenten garnicht oder nur wenig gerundet. Es treten noch fast zusammenhängende Chertbänke auf.

Als Komponenten kommen Dolomitbruchstücke, aber am häufigsten SiO_2 -Bildungen vor. Hierbei handelt es sich meistens um Relikte des Dolomits. Untergeordnet kam es auch zur Bildung von Chalcedon durch Überschreitung des Löslichkeitsproduktes in der Imbitionszone (GINSBURG 1966).

Der Anteil an Komponenten nimmt naturgemäß nach oben hin zu, und die Erze werden immer ärmer.

Den silikatischen Brekzienerzen sind ebenfalls vererzte Tonbänder zwischengelagert. Hierbei handelt es sich um manganführende Karsttone.

Mangan kann nach BORCHERT (1978) nicht nur in Lösung, sondern auch an eine feste Phase wie Tontrübe gebunden transportiert werden. Zusammen mit den Karsttonen, die z.T. der geringen Sinkgeschwindigkeit der feinklastischen Komponenten wegen weit innerhalb des Karstsystems verfrachtet werden konnten, wanderte Mangan. In der Imbitionszone flockten diese Karsttone wegen der hohen Ca^{2+} -Ionenkonzentration fast vollständig aus und mit ihnen das Mangan. So treten Mangan-Tonlagen in den Wolhaarkopbrekzienerzen unregelmäßig als Linsen und Lagen verteilt auf.

Der Prozeß der Verkarstung und der Manganerzbildung wird durch marine Transgression über den Bereich des östlichen Vererzungsgürtels abgeschlossen. Es folgt die Ablagerung der eisenerzführenden Abfolgen der Asbestos Hills Formation, deren basale Lagen häufig durch Einbruch in bereits verfestigtem Zustand brekziiert vorliegen (Blinkklip Brekzie). Somit fing die Fossilisierung des Karstsystems an (Abb. 2.2).

9.1.3. Veränderungen während Diagenese und Anchimetamorphose

Die in der Imbitionszone gefällten Erzschlämme begannen, mit den nicht gelösten Partien des Dolomits sowie mit den eingebrochenen Decken und Wänden der Karstlöcher zu reagieren.

Manganlösungen drangen auf Rissen und Brüchen und anderen Unstetigkeitsflächen in die Komponenten ein und verdrängten diese nach und nach. Die Einzelschritte der Verdrängung und der Umkristallisationen sind in Tab. I gezeigt und in Kap. 3.1.2. beschrieben.

In den ersten Schritten der Umkristallisation wurde der Bau der Ausgangsphasen bei der Neubildung übernommen. Dadurch läßt sich die Entwicklungsgeschichte der Erze noch nachvollziehen. Erst während später Anchimetamorphose wurden alle früheren Gefüge zerstört und große Idioblasten oder als letzte Phase strahlige Braunitaggregate gebildet.

Braunit ist in der Lage, unterschiedliche Eisengehalte einzubauen. Die Verwachsungsgefüge von eisenreicherem und eisenärmerem Braunit paßten sich den einzelnen Umkristallisationsschritten an (Kap. 3.1.2. und Tab. I).

Die große Mobilität des Mangans in saurem und/oder reduzierendem Milieu führte zu Stoffwanderungen während der Diagenese und der Anchimetamorphose. Die Kristallgröße nahm generell zu, die Reinheit wurde größer durch das unterschiedliche Verhalten von Mangan und Eisen, der Anteil von Gangart (Chert, Quarz und Karbonaten) immer geringer. So bildeten sich während der späten Anchimetamorphose kompakte, grobkristalline Erzlagen aus, die fast keine Gangartkomponenten mehr enthalten.

Zu den sekundären Remobilisationen kam es in direkter Umgebung von magmatischen Gängen. Ihr Alter wird mit Karoo angegeben; sie sind also wesentlich jünger als die Erzbildung. Beidseitig dieser Gänge entstanden infolge der Hitze Kryptomelan- und Quarzkrusten.

Braunit wird meist in der Literatur als metamorphes Mineral bezeichnet (ROY 1968, 1976, 1980, 1981). In letzter Zeit wird er aber häufiger aus nicht-metamorphen Vorkommen beschrieben (OSTWALD 1980).

Die Stabilitätsbereiche der Manganminerale sind noch keineswegs abschließend geklärt. Bei den Lagerstätten des Postmasburggebietes kam es zu Umwandlungen im Grenzbereich der Anchi-metamorphose zur Grünschieferfazies (s. Kap. 4.). So muß Braunit bereits in dieser Fazies ein stabiles Mineral darstellen.

9.1.4. Oxidation der Erze

Die Manganminerale wurden in oxidierenden Bedingungen nach und nach vollständig zu vierwertigen Oxiden umgewandelt. Stark oxidierte Erze bestehen nur noch aus Mineralen der Braunsteingruppe, d.h. aus Kryptomelan, eventuell Psilomelan, Pyrolusit und Ramsdellit.

Hierbei wurden die poröseren, schlechter kristallisierten Partien bevorzugt verdrängt. Sie boten Sauerstoff freieren Zutritt als kompakte Kristallbereiche.

Ebenso wurden eisenreichere Teile leichter oxidiert als eisenfreie. So wurden oft in der Oxidationszone frühe Strukturen wieder deutlich, die im Laufe der Umkristallisationen verschleiert worden waren.

Sekundäre Mobilisationen von Mangan in den tieferen reduzierenden Grundwasserstockwerken und anschließende Wanderung in höhere oxidierende Bereiche führten zur Entstehung von Manganknollen und -krusten mit radialstrahligem Aufbau auf anstehenden Schichten. Hangende Horizonte wurden z.T. auf Klüften geringfügig manganvererzt.

An den erhaltenen Dolomitrelikten kam es zur Anlagerung von Manganoxid-haltigen Cherts. Kieselsäure, die eigentlich ein Schutzkolloid für Mangansole ist, kann in Gegenwart von Ca^{2+} -Ionen Mangansole zum Ausflocken bringen (PIERUCCINI 1956).

9.1.5. Möglichkeiten der organischen Erzfüllung

Die aus präkambrischen Folgen bekannten Metallogenium-Bakterien, die in der Lage sind, Mangan zu oxidieren und so zu fällen, sind nur aus marinen, nicht aber aus kontinentalen Abfolgen

gen bekannt (CRERAR et al. 1980b). Somit erscheint eine organische Entstehung der Erze des Ostgürtels unwahrscheinlich. Nach SERDYUCHENKO (1980) wäre bei organischer Erzgenese in einer Umgebung reich an CO_2 und HCO_3^- mit Rhodochrosit als Primärphase zu rechnen. So würde sich auch bei Mitwirkung organischer Fällungshilfen bei der Erzbildung kein neues Genesemodell ergeben.

Nach der Erosionsperiode zwischen der Ablagerung der Campbell Rand Dolomite und der Asbestos Hills Eisenformation kam es zu einer Transgression auf den Ostteil des Maremanedoms. In diesem geschützten Bereich konnte sich die eisenreicherzführende Sonderfazies der Asbestos Hills Eisenformation in den Karstlöchern (Sinkholes) ausbilden. Der Westgürtel ist während dieser Zeit noch über den Meeresspiegel gehoben und so weiterhin der Verwitterung ausgesetzt.

Nach Beendigung der Asbestos Hills Ablagerung findet eine Hebung und neuerliche Absenkung des gesamten Maremanedoms statt (Abb. 2.1 u. Kap. 2.1.). Die Diskordanz wird durch das Basis-konglomerat der Gamagara Shale Formation deutlich. Hierbei handelt es sich um aufgearbeitete Asbestos Hills BIF in einer tonigen Matrix (konglomeratisches Eisenerz oder Doornfontein Konglomerat). Eigentlich ist es eher ein Fanglomerat, seine Komponenten sind nicht sehr gut gerundet.

Während der der Ablagerung der Gamagara Shale Formation vorausgegangenen Erosionsperiode hatte sich das für die Vererzung des Westgürtels wichtige Karstsystem ausgebildet. Hier hinein wurde als älteste aufgeschlossene Ablagerung das Basiskonglomerat sedimentiert. Es folgt die Ausbildung der Gamagara Tonschieferabfolge.

9.2. Genesemodell der Manganerze des Westgürtels

Wie der Geländebefund zeigt, muß man hier zwei Perioden der Vererzung unterscheiden: die liegenden Manganerze in Karsttonlinsen des Karstsystems und die hangenden Erze der Gamagara Tonschiefer.

Diese zwei Vererzungsperioden sind zu fordern, da sowohl Reicherze direkt am Dolomit (Karsterze), als auch in höheren Lagen der Gamagara Tonschiefer vorkommen. Hier wäre eine Beeinflussung der Erzgehalte durch die weit entfernt liegenden Karstresidualschlämme ausgeschlossen. So muß eine zweite Periode der Erzgenese stattgefunden haben. Hierfür spricht auch die Vererzung der Gamagara Tonschiefer im Bereich des Gemischten Erztyps.

Die Erze sind sehr eisenreich. J. DE VILLIERS (1960) gibt Mn/Fe-Verhältnisse bis zu 3:2 an.

Zum Hangenden zu nehmen meist die Mangangehalte ab und die Eisenwerte zu. So findet man in den liegenden Erzen häufig Braunit ($\text{FeO} \leq 5\%$) als vorherrschendes Erzmineral, während in den hangenden Partien Bixbyit dominiert ($\text{FeO} \leq 16,5\%$).

Die größten Mangankonzentrationen werden wieder häufig in unmittelbarer Nähe des dolomitischen Untergrunds gefunden.

9.2.1. Entstehung der liegenden Karsterze

Die Mechanismen, die im Bereich des Westgürtels zur Ausbildung des für die Vererzung wichtigen Karstsystems im Ulco Dolomit führten, sind dieselben wie die des Ostgürtels und bereits in Kap. 9.1.1. beschrieben.

In der sauren Umgebung der beiden oberen Zonen des Karstsystems wurden neben Kalzium und Magnesium auch Mangan, Eisen und Aluminium gelöst und in die Imbitionszone transportiert, wo sie in basischem Milieu als Schlämme zusammen mit Karsttonen abgelagert wurden (Abb. 9.1).

Über die primären Manganphasen der Residualschlämme läßt sich auch hier wieder keine Aussage machen. Es kämen die zweiwertigen Minerale Rhodochrosit (MnCO_3) und Pyrochroit (Mn(OH)_2) in Frage. Eisen wurde nach CRERAR et al. (1980b) in Form von Fe(OH)_3 gefällt. Das Eisenkarbonatfeld ist sehr klein und liegt im stark reduzierenden Bereich (Abb. 9.1).

Durch das Vorhandensein von Eisenhydroxiden wäre auch eine partielle Fällung als MnO_2 denkbar, da Eisenhydroxidoberflächen adsorptiv auf Mangan wirken. So wäre auch die Möglichkeit der

Manganfällung als vierwertige Oxide unter den Bedingungen des Präkambriums gegeben, von der auch ROY (1980) ausgeht. Ob, wie SERDYUCHENKO (1980) fordert, eine Fällung als Braunit (pH-Werte um 9,5) in Betracht kommt, ist sehr fraglich. Auf die Ausbildung des Karstsystems und die Ablagerung der vererzten Karstresidualsedimente folgte eine Transgression des Transvaalmeeres auf den gesamten Maremanedom. In bereits eingebrochene Karstbildungen wurde das Basiskonglomerat der Gamagara Shale Formation sedimentiert. Zusammen mit den Manganresidualschlamm und Karsttonen kam es an den Komponenten zu Verdrängungsreaktionen. Die tonige Matrix ist manganvererzt. Die liegenden Karsterze des Westgürtels spiegeln die höheren Eisen- und Aluminium-Gehalte sowie die niedrigeren SiO_2 -Werte des Ulco Dolomits wider. Sie enthalten aber größere SiO_2 -Gehalte als die hangenden Erze, was sich an dem vermehrten Auftreten von Braunit gegenüber Bixbyit zeigt. Unabhängig von der Karstvererzung des Westgürtels kommt es in höheren Lagen der Gamagaratonschiefer immer wieder zu Ausbildung manganreicher Schichten, deren Entstehung nachfolgend beschrieben werden soll.

9.2.2. Herkunft der hangenden Erze

Nach ROY (1976) ist nur ca. 20% der Erzreserven des Präkambriums vulkanogen. Auch bei den hangenden Erzen des Westlichen Gürtels ist keinerlei vulkanogene Quelle vorhanden. Die Mangan-, Eisen- und Aluminiumgehalte stammen aus Verwitterungslösungen der anstehenden Gesteine. Hierbei bieten sich die andesitischen Laven des Ventersdorpsystems (0,1 - 0,25% MnO: KLEYNHANS 1979) und die Dolomitabfolgen der Ghaap Plateau Formation ($\leq 8\%$ MnO: BEUKES 1978) sowie als Lieferant des Eisens die BIF der Asbestos Hills Formation an.

Für die Atmosphäre zur Bildungszeit der Postmasburgerze werden höhere CO_2 -Gehalte und niedrigere Sauerstoffpartialdrucke angenommen (Kap. 6.). Dadurch waren auch pH- und Eh-Werte der kontinentalen Oberflächenwässer niedriger als rezent. Heute geht

man von einem pH von 5-6 und einem Eh von ca. 0,4 V für Flußwässer aus (CRERAR et al. 1980a).

Für unsere Überlegungen können wir also einen pH ≤ 6 und einen Eh $< 0,4$ V voraussetzen. Somit stellte die anorganische Lösung und der Oberflächentransport von Mangan und Eisen sowie von Aluminium kein Problem dar (Abb. 9.1).

STRAKHOV et al. (zit. in CRERAR 1980a) nehmen an, daß vor allem Mangan in ionarer Lösung für die Bildung von Lagerstätten verantwortlich ist. Bei leicht sauren Oberflächenwässern wandern Eisen und Mangan ionar und als Bikarbonatkomplexe.

Weitere anorganische Transportmöglichkeiten des Mangans und Eisens bestehen als kolloidale Suspensionen oder gebunden an Tonteilchen (BORCHERT 1978).

9.2.3. Ablagerung der hangenden Erze

Die hangenden Manganerze treten in Gamagara Tonschiefern in den Karstlöchern auf. Sie sind nicht mehr Karstresidualsedimente sondern flachmarine Bildungen.

Der Karst spielte aber auch für ihr Auftreten eine wichtige Rolle. In den Karstlöchern kam es infolge langer Stagnation der Wässer zu vollständiger Ausfällung des Erzgehaltes des Transvaalozeans und weiter dienten die Verkarstungserscheinungen anschließend der Konservierung der Erzablagerungen.

Infolge der erhöhten Lösungstätigkeit der kontinentalen Oberflächenwässer wurden große Mengen gelöster Kationen in den Transvaalozean verfrachtet und führten dort zu basischen Bedingungen. MAISONNEUVE (1982) gibt pH-Werte von 8 für präkambrische Ozeane an.

Die Eh-Werte der Ozeane waren zur Bildungszeit der Postmasburgerze geringer als unsere heutigen (Kap. 6.). Somit wird man Eh-Werte von $< 0,4$ V (heute: 0,25-0,4 V) annehmen können.

Die Mangan- und Eisenkonzentrationen präkambrischer Ozeane waren möglicherweise wesentlich höher als heute. Ob allerdings Konzentrationen von 11 ppm Mn^{2+} (heute 3-5 ppb) und Eisengehalte von bis zu 10 ppm (heute 1-5 ppb) anzunehmen sind, wie bei CRERAR et al. (1980b) zu finden, ist nicht vollständig gesichert.

Diese Autoren nehmen an, daß das Meer außer in extrem reduzierenden Bedingungen mit Rhodochrosit gesättigt war. Bei den genannten Eh-pH-Bedingungen des präkambrischen Ozeans wäre mit der Ausfällung des Mangans als Rhodochrosit, der des Eisens als $\text{Fe}(\text{OH})_3$ zu rechnen (Abb.9.1) (CRERAR et al. 1980b).

Die Frage nach der Primärphase der hangenden Manganerze ist auch hier wieder mangels Relikte nicht zu beantworten. Denkbar wären: Rhodochrosit, Pyrochroit, aber auch Mangan^{IV}-Oxide.

ROY (1980) schließt allerdings das Vorhandensein von Rhodochrosit oder anderen Mangankarbonaten im Originalsediment aus, wenn wie hier Mikrokonkretionen von Braunit und Bixbyit vorhanden sind und geht davon aus, daß sich Braunit eher aus Manganoxiden und Tonen bilden kann.

Die gut erhaltene sedimentäre Mikroschichtung der mangan- und eisenführenden Tonschiefer, das konkordante Verhalten der Erzblätter zu unvererzten Tonschieferlagen, das nur durch sekundäre Migration des Mangans örtlich gestört ist, und das Auftreten von Braunit, der zusammen mit Bixbyit die Haupterzphase stellt und nur aus sedimentär entstandenen Erzen sicher bekannt ist (ROY 1981), zeigen deutlich die syngenetische, sedimentäre Herkunft der Erze.

Die Feinschichtung der Erze, die primär durch Wechsel im Erz-Ton-Mineral- und Eisen-Mangan-verhältnis hervorgerufen wurde, kann durch Wechsel von Regen- und Trocken-Perioden erklärt werden. Durch vermehrten Zufluß saurer kontinentaler Wässer wurde in küstennahen Regionen eine pH-Erniedrigung herbeigeführt. Dadurch wurden Schwankungen im Mn/Fe-Verhältnis der Einzelfeinschichten hervorgerufen. Daneben kam es während der Trockenzeiten zu vermehrter Eindunstung und somit zur Überschreitung des Löslichkeitsproduktes. Tone waren in dieser Zeit wenig vorhanden, so blieben die Erze "unverdünnt".

Die rhythmische Feinschichtung der Erze spricht gegen eine Lagerstättenbildung durch sekundäre lateritische Anreicherung. Sie unterstreicht den primär sedimentären Charakter der hangenden Erze.

Die generelle Zunahme des Eisengehaltes zum Hangenden der Ga-

magaratschiefer hin kann durch Verschiebung des Ablagerungsbereiches in immer küstennähere Regionen, die infolge der Hebungen des Bereiches während der Gamagarazeit auftrat, zustande gekommen sein. Der Löslichkeitsbereich des Mn^{2+} erstreckt sich über einen wesentlich größeren pH-Bereich als der des Fe^{2+} und somit konnte es weiter, d.h. über den Ablagerungsbereich des Eisens hinaus, transportiert werden.

Die allgemeine Hebung führte zu Änderungen im Liefergebiet und zu verstärkter Tonschüttung. Ersteres könnte für die Zunahme der Eisengehalte durch vermehrte Erosion von Asbestos Hills Eisenformationsgesteinen mitverantwortlich gewesen sein. Letzteres bedingte durch Verdünnung der Erze eine Abnahme der Erzgehalte.

9.2.4. Veränderungen während Diagenese und Anchimetamorphose

In den Erzen des Westgürtels entstanden während der Diagenese die Minerale Bixbyit und Braunit aus den primären Manganschlammern. Als wichtige Bildung treten frühdiagenetische Mikrokonkretionen aus den beiden letztgenannten Mineralen auf.

Durch die wachsende Sedimentauflast schritt die Kompaktion der erzführenden Schichten voran. Die Porenwässer, die Mangan und Eisen enthielten, wurden ausgepreßt. Die Metalle wanderten, bis sie in oxidierenderen Bedingungen in eine höhere Wertigkeitsstufe gelangten und aus kolloidaler Lösung ausfallen konnten. Sie bildeten dann häufig Mikrokonkretionen.

Die oft auftretende radialstrahlige Ausbildung und das noch erhaltene stehende Sphärolithenkreuz dokumentieren den kolloidalen Ursprung der Mikrokonkretionen. Sie werden von diffus verwachsenen Braunit und Bixbyit aufgebaut. Durch spätere Stoffanlagerung wurden sie von idiomorphem Braunit oder Bixbyit umkrustet.

ROY (1976, 1980 u. 1981) gibt gelartige höhere Mangan- und Eisenoxide als Primärbildungen derartiger Mikrokonkretionen an. Ob es sich in unserem Fall auch um Verwachsungen höherer Oxide gehandelt hat, ist nicht mehr zu sagen.

Dagegen spricht, daß ROY (1981) Temperaturen von 550-600° C für die Umwandlung von vierwertigen Manganoxiden in Bixbyit und Braunit angibt. Diese Temperaturen wurden sicherlich während der auf die Sedimentation folgenden Umwandlungen niemals in großer Ausdehnung erreicht (s. Kap. 4.).

Die frühdiagenetische Entstehung der Mikrokonkretionen wird durch ihre plastische Auslenkung und die bruchlose Verformung der sie umgebenden Lagen während der Kompaktion angezeigt. Noch während der Diagenese bildeten sich im Inneren durch Sammelkristallisation Bixbyit- bzw. Braunitkriställchen. Gleichzeitig wurden noch erhaltene diffuse Verwachsungen von diesen beiden Mineralen umkrustet.

Die zwischenlagernden Tonphasen wurden zu Lithiophorit und Diaspor umgewandelt.

Die Frage, ob Bixbyit oder Braunit gebildet wurde, ist nicht, wie vielfach in der Literatur angenommen, ein Zeichen für wachsende Metamorphose, sondern ausschließlich eine Abbildung des Stoffbestandes des sich verfestigenden Sedimentes. So wechsel-lagern Braunit- und Bixbyitfeinschichten auf engstem Raum.

Die Verwachsungen der beiden Minerale zeigen keine Hinweise auf Verdrängungsreaktionen. NAYAK (1980) beschreibt dieselben Strukturen in indischen Vorkommen und ordnet sie gleichzeitiger Kristallisation zu.

Während der Anchimetamorphose kam es zur Ausbildung gröberkristalliner Verbände, bis schließlich während der späten Anchi-metamorphose große Bixbyitidioblasten mit Braunitlamellensystemen und büschelartiger Neusprossung von Braunit gebildet wurden. Hierdurch wurden alle frühdiagenetischen Gefüge vollständig zerstört.

Als weitere Bildung der Anchizone ist Hausmannit zu nennen. In Schlifften, die noch ihren diagenetischen Stoffbestand zeigen, ist er nicht vorhanden.

Die Minerale des Westgürtels werden als typische Hochtemperaturgesellschaft eingestuft (ROY 1976). Wie in Kap. 4. gezeigt werden konnte, haben die Erze aber lediglich Umwandlungen im Grenzbereich Anchi-Epizone erfahren. Alle Manganminerale treten auch jeweils in ihrer Niedrigtemperaturform auf (Kap. 5.2.).

Die Stabilitätsbereiche der Manganminerale müssen neu überdacht werden. Umso mehr, als von mehreren nicht-metamorphen Vorkommen diese Mineralgesellschaft beschrieben wird (RIBEIRO FILHO 1973, OSTWALD 1980). Für viele der wichtigsten Manganminerale existieren noch keine Daten über Bildungsbereiche und Stabilitäten.

9.2.5. Oxidation der Erze

Bei der Oxidation der Erze des Westgürtels gilt alles, was bereits für die Ostgürtelerze gesagt wurde.

Hier treten die Minerale Lithiophorit und Hämatit, sowie Manganoit und Glieder der Braunsteingruppe an die Stelle von Braunit, Bixbyit und Hausmannit.

Ein Teil des Eisengehalts des Bixbyits konnte bei den Oxidationszonenmineralen nicht mehr eingebaut werden und schied sich so als Hämatit ab. Z.B. bei der Umwandlung des Bixbyits in Lithiophorit bildete das nicht mehr einbaubare Eisen Schmitzen und Intergranularfilme von Hämatit. Letztere enden jeweils an noch erhaltenen Bixbyitrelikten.

Allgemein gilt, wie bereits im Ostgürtel: je eisenreicher die Modifikation des Braunit bzw. des Bixbyits ist, desto leichter erfolgt die Umwandlung in Mangan^{IV}-Oxide. Auch Bixbyit wird leichter umgewandelt als Braunit. Offensichtlich setzt der Einbau von Eisen die Stabilität der Minerale unter oxidierenden Bedingungen herab.

Die zwischen den Erzen und den Dolomitwänden der Sinkholes häufig auftretenden Wadbildungen dürften ebenfalls ihrer geringen Verfestigung und Kristallinität wegen zu den Bildungen der Oxidationszone zu zählen sein.

9.2.6. Möglichkeiten der organischen Erzfüllung

Für die liegenden Erze des Westgürtels gilt dasselbe, was für die Erze des Ostgürtels gesagt wurde.

Durch die Überflutung des Bereiches während der Gamagarazeit

kam es zu marinen Bedingungen, sodaß für die hangenden Erze bakterielle Fällung in Frage käme.

Der küstennahe Bildungsraum mit den Spezialvertiefungen und -becken des Karstsystems böte ideale Möglichkeiten zur Entfaltung einer reichen Bakterien-, Algen- und Protozoogesellschaft (SERDYUCHENKO 1980). Derartige Kleinlebewesen spielen sowohl lebend als auch tot in Form von organischen Relikten eine wichtige Rolle bei der Erzbildung. Sie sind in der Lage, den O_2 -, CO_2 -, HCO_3^- - und H_2S -Haushalt in den Poren- und Bodenwässern zu verändern und dadurch wie auch durch enzymatische Prozesse Mangan zu extrahieren.

In Metallogenium-geimpften Proben konnten Eh-Werte von 600-800 mV gemessen werden (zit. in CRERAR et al. 1980b). So hohe Eh-Werte würden zur Ausfällung des Mangans in seiner vierwertigen Form führen.

SCHWEISFURTH et al. (1980) weisen darauf hin, daß in pH-Bereichen über 8 die chemische Oxidation die Oberhand gewinnt.

Ob allerdings in dem flachmarinen Bildungsbereich der hangenden Westgürtelerze bereits pH-Werte von 8 (MAISONNEUVE 1982) erreicht wurden, ist fraglich. Nähme man also organogene Fällung der Manganerze des hangenden Typs an, so wäre ebenso wie bei anorganischer Fällung mit höheren Erzgehalten in den Sedimenten der Tiefstrukturen (Sink Holes) zu rechnen.

In dem ersten Fall wären dort die Bedingungen für die Kleinlebewesen optimal gewesen, im zweiten wäre es durch Stagnation der Wässer zu vollständiger Ausfällung des Erzgehaltes des Meerwassers gekommen.

Der Wechsel von eisenreichen und manganreichen Feinschichten läßt sich auch als organogen entstanden deuten.

Da aber keine biogenen Relikte gefunden werden konnten (Kap. 5.3.), ist diese Frage nicht abschließend zu klären.

9.3. Genesemodell der Manganerze des Gemischten Typs

Da die Erze des Gemischten Typs in vielen Faktoren den Bildungen des Ost- und Westgürtels gleichen, sollen nachfolgend nur die Unterschiede beschrieben werden.

Beim Gemischten Typ treten Vererzungen in der silikatischen Residualbrekzie (Wolhaarkop Brekzie) und in Karsttonlinsen des Verkarstungssystems im Dolomit auf. Sie werden unmittelbar oder durch Abfolgen der Asbestos Hills Formation getrennt von vererzten Tonschiefern überlagert. Je nach stratigraphischer Lage sind die Tonschiefer der Asbestos Hills Formation oder der Gamagara Shale Formation zuzurechnen.

Die Erze enthalten weniger SiO_2 als die des Ost-, und weniger Fe_2O_3 und Al_2O_3 als die des Westgürtels.

9.3.1. Bildung der liegenden Wolhaarkoperze

Die Genese der Erze in der silikatischen Brekzie und den zwischengelagerten Karsttonen entspricht der Vererzung des Ostgürtels. Die geringeren SiO_2 -Gehalte könnten von Unterschieden in der Zusammensetzung der aufgearbeiteten Dolomitvarietäten herrühren oder durch die starke Vermischung mit den SiO_2 -armen Tonschiefererzen zustande gekommen sein.

9.3.2. Bildung der Tonschiefererze

Die in der Literatur als ein vererzter Tonschieferhorizont beschriebene Vererzung tritt in Wirklichkeit in drei von einander stratigraphisch deutlich getrennten Tonschieferabfolgen auf. Es kam zu Manganvererzungen in den Karsttonen, die der Wolhaarkop Brekzie zwischengelagert sind, in basalen Asbestos Hills Lagen und in der Gamagara Shale Formation.

Bei den Tonschiefererzen des Maremanedoms handelt es sich wohl meist um Karsttone und vererzte Asbestos Hills Schichten. Häufig folgt hier noch die gesamte Asbestos Hills Abfolge. In Aucampsrust-Turner dagegen treten Teile der Asbestos Hills Abfolge mit der Wolhaarkop Brekzie auf und werden von Tonschiefererzen überlagert. So muß es sich hier um Gamagara Shalehorizonte handeln, umso mehr als die vollständige Gamagaratonschieferabfolge vorhanden ist.

Die Mechanismen der Vererzung in Karsttonen wurden bereits im Falle des Ostgürtels beschrieben und werden hier nicht wiederholt.

In manchen Abbauen, wie z.B. in Sishen, kam es während der Transgression des Transvaalmeeres auf Teile des Maremanedoms zu Beginn der Asbestos Hills Zeit zur Aufarbeitung weiterer Dolomitpartien im Gezeitenbereich und zur Ablagerung von Tonen und Manganpisolithen. Diese wurden in bereits geöffneten Karstlöchern erhalten und stellen den zweiten Typ der Tonschiefervererzungen des Gemischten Typs dar. Da die Blinkklip Brekzie eine Einbruchsbrekzie bereits verfestigter Asbestos Hills BIF und durch Einbruch von Karstsystemen nach der Verfestigung entstanden ist, fehlt sie in diesen "Sinkholes" und ungestörte Eisenformationsschichten folgen.

Diese Erze entsprechen hauptsächlich der Zusammensetzung der aufgearbeiteten Gesteine und enthalten so weniger Al_2O_3 und Fe_2O_3 als die Erze des Westgürtels.

Die dritte Möglichkeit ist die Vererzung der Gamagaratonschiefer, was den hangenden Erzen des Westgürtels entspricht. Sie ist vor allem im Aucampsrust-Turner Gebiet ausgebildet. Durch die weitere Entfernung vom Liefergebiet enthalten diese Erze weniger Fe_2O_3 und Al_2O_3 als die des Westgürtels.

Die Veränderungen der Erze während der Diagenese und Anchi-metamorphose sind mit denen des Ost- und Westgürtels zu vergleichen.

Haupterzmineral ist in allen Ausbildungen des Gemischten Erz-typs neben den Bildungen der Oxidationszone der Braunit.

Grundsätzlich sind die Erze der Tonschieferabfolgen des Gemischten Typs ihrer starken Zerschierung und tektonischen Beanspruchung wegen bereits sehr stark zu Mineralen der Braunteingruppe oxidiert.

9.4. Genese der Erze von Rooinekke

Die Vererzungen im Gebiet um Rooinekke, 80 km südlich von Postmasburg gelegen, waren nicht eigentlich Gegenstand der Untersuchungen. Sie sind sowohl stratigraphisch als auch genetisch von den Erzen des Postmasburg Manganfeldes verschieden.

Es soll nur der Vollständigkeit halber ein kurzer Überblick über die Entstehungsmöglichkeiten dieser Manganerze gegeben werden.

In Rooineke treten Manganhorizonte in der gebänderten Eisenformation der Koegas Formation auf. Die Vererzung ist schichtgebunden und sowohl im Makro- als auch im Mikrobereich deutlich geschichtet. Die Feinschichtung wird durch Unterschiede im Erz- oder im Hämatitgehalt bewirkt. Die Erzgehalte nehmen zum Hangenden hin zu.

Hauptmanganminerale sind Jakobsit und Braunit sowie als Bildungen der Oxidationszone Glieder der Braunsteingruppe. Hämatit ist häufig.

Die Verbindung von gebänderten Eisenerzen mit Manganablagerungen tritt oft auf und ist in Südafrika in den jüngeren Ablagerungen des Kalahariefeldes in großem Stil ausgebildet. Auf synsedimentäre Entstehung weisen das konkordante Auftreten in sedimentären Abfolgen sowie die sehr gute Schichtung hin.

Über die Bildungsmechanismen derartiger Erze ist man sich noch nicht im Klaren. Für die Lösung und den Transport von Mangan gelten wohl dieselben Kriterien wie bei den Erzen des Postmasburggebietes.

Für die Ablagerung von Mangan in Eisenerzen werden plötzliche Änderungen des Ablagerungsmilieus (Eh und/oder pH), scharfe zeitliche Wechsel des Klimas (DORR 1973) oder biogene Faktoren (CRERAR et al. 1980b, ROY 1980, SÖHNGE 1977) angegeben.

Mikrofossilfunde in der liegenden BIF der Asbestos Hills Formation (PRASHNOWSKY u. OBERLIES 1971) zeigen, daß auch die dritte Bildungsmöglichkeit in Frage kommt. Sie würde die Feinschichtung, hervorgerufen durch Unterschiede im Hämatitgehalt der Einzelmikrolagen, gut erklären.

Das gesamte Erzgebiet ist intensiv tektonisch beansprucht. Große Brekzienhorizonte, Auf- bzw. Überschiebungen sowie Boudinagen sind häufig zu sehen.

9.4.1. Veränderungen während Diagenese und Anchimetamorphose

Über die primären Erzphasen lassen sich keine Aussagen mehr machen, die frühesten noch erkennbaren Phasen sind diffus verwachsener Jakobsit und Hämatit.

Während der Diagenese kam es hier wie im Postmasburggebiet zur Ausbildung von Mikrokonkretionen. Diese wurden von Jakobsit und Hämatit, selten mit Hausmannit, oder aber in eisenarmen Schichten, von Braunit aufgebaut.

In der frühen Anchizone kam es zu Umrüstung der schlecht-kristallisierten Innenbereiche durch idiomorphe Jakobsit- bzw. Braunitkristalle.

Durch nachfolgende weitere Anlagerung wuchsen ganze Mikrokonkretionsbereiche zusammen und bildeten Lagen aus, in denen nur noch wenige Zwickel verblieben.

Während der späten Anchimetamorphose wurden alle früheren Reliktgefüge zerstört; es kam zur Ausbildung großer Jakobsit- und Hausmannitidioblasten und garbenartigen Braunits. Die Mineralvergesellschaftung wird als typische Hochtemperaturgesellschaft beschrieben (ROY 1981). Es häufen sich aber die Berichte von nicht-metamorphen sedimentären Lagerstätten, die diese Minerale enthalten (RIBEIRO FILHO 1973, ROY 1980 u. 1981, CRERAR 1980a).

Die Minerale Jakobsit und Braunit sind jeweils in ihrer Niedrigtemperaturform ausgebildet. (Kap. 5.2.)

9.4.2. Oxidation der Erze

Hier wurden alle Manganminerale von vierwertigen Manganoxiden und Hämatit verdrängt. Letzterer wandelte eisenreichen Jakobsit um und erfuhr in der Verwitterungszone ein großes Wachstum. So bildete er Idioblasten aus, die noch Relikte von Hausmannit und Jakobsit eingeschlossen haben.

Oft sind die Erze bereits so vollständig umgewandelt, daß Glieder der Manganomelangruppe zusammen mit Hämatit die einzigen Erzminerale darstellen und die ursprüngliche Mineralgesellschaft nur noch an Strukturelikten zu erkennen ist.

Literaturverzeichnis

- ANDERS, E. u. OWEN, T. (1977): Mars and Earth: Origin and Abundance of Volatiles. - Science; 198: 453-465, 5 Abb., 6 Taf.; Washington.
- AWRAMIK, S.M., CLOUD, P., CURTIS, C.D., FOLINSBEE, R.E., HOLLAND, H.D., JENKYN, H.C., LANGRIDGE, J., LERMAN, A., MILLER, S.L., NISSENBAUM, A. u. VEIZER, J. (1982): Biogeochemical evolution of the ocean-atmosphere system. - In: H.D. HOLLAND u. M. SCHIDLowski (eds.): Mineral Deposits and the evolution of the biosphere. - 309-320; Berlin (Springer).
- BADHAM, J.P.N. u. STANWORTH, C.W. (1977): Evaporites from the lower Proterozoic of the East Arm, Great Slave Lake. - Nature; 268: 516-518, 1 Taf.; London.
- BERKNER, L.V. u. MARSHALL, L.C. (1964): The history of growth of oxygen in the Earth's atmosphere. - In: J.P. BRANCAZIO u. A.S.W. CAMERON (eds.): The origin and evolution of atmospheres and oceans. - 102-126, 15 Abb., 1 Taf.; New York (Wiley).
- BERNARD, A.J. (1971): Metallogenic processes of intra-karstic sedimentation. - In: G.C. AMSTUTZ u. A.J. BERNARD (eds.): Ores in sediments. - 43-57, 5 Abb., 2 Taf.; Berlin (Springer).
- BETECHTIN, A.G. (1971): Lehrbuch der speziellen Mineralogie. - 683 S., 433 Abb., 14 Taf., 6 Tab.; Leipzig (VEB).
- BEUKES, N.J. (1978): Die Karbonaatgesteentes en Ysterformasies van die Transvaal Supergroep en Noord-Kaapland. - Unveröff. Diss. (RAU): 580 S., 220 Abb., 1 Karte; Johannesburg.
- (1983): Palaeoenvironmental setting of Iron-Formations in the depositional basin of the Transvaal Supergroup, South Africa. - In: A.F. TRENDALL u. R.C. MORRIS (eds.): Iron-Formations facts and problems. - 131-209, 20 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- BOARDMAN, L.G. (1940): The geology of the manganese deposits on Aucampsrust, Postmasburg. - Trans. Geol. Soc. S. Afr.; 43, 27-36, 1 Abb., 1 Karte; Johannesburg.
- (1964): Further geological data on the Postmasburg and Kuruman manganese ore deposits, Northern Cape Province. - In: S.H. HAUGHTON (ed.): The geology of some ore deposits in Southern Africa II. - 415-440, 6 Abb.; Johannesburg (Geol. Soc. S. Afr.).
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. - XIII + 292 S., 160 Abb., 12 Taf.; Berlin (Springer).
- BONI, M. u. AMSTUTZ, G.C. (1982): The permo-triassic palaeokarst ores of Southwest Sardinia (Iglesiente-Sulcis). An attempt at a reconstruction of palaeokarst conditions. - In: G.C. AMSTUTZ u. A. EL GORESY (eds.): Ore Genesis: The state of the art. - 73-82, 3 Abb.; Berlin (Springer).
- BORCHERT, H. (1970): On the ore-deposition and geochemistry of manganese. - Mineral. Dep.; 5: 300-314, 9 Abb.; Berlin
- (1978): Lagerstättenkunde des Mangans. - 160 S., 37 Abb., 15 Tab.; Essen (Glückauf).

- BOTTKE, H. (1969): Die Eisenmanganerze der Grube Dr. Geier bei Bingen / Rhein als Verwitterungsbildungen des Mangans vom Typ Lindener Mark. - Mineral. Dep.; 4: 355-367, 6 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- BURNS, R.G. u. BURNS, V.M. (1977): Mineralogy. - In: G.P. Glasby (ed.): Marine manganese Deposits. - 185-248, 8 Abb., 13 Taf.; Amsterdam (Elsevier).
- BUTTON, A. (1976): Transvaal and Hamersley Basins - review of basin development and mineral deposits. - Minerals. Sci. Engng.; 8/4: 262-291, 20 Abb., 6 Taf.; Johannesburg.
- CAMERON, E.M. (1982): Sulphate and sulphate reduction in early Precambrian oceans. - Nature; 296: 145-148, 2 Abb.; London.
- CANUTO, V.M., LEVINE, J.S., AUGUSTSSON, T.R. u. IMHOFF, C.L. (1982): UV radiation from the young Sun and oxygen and ozone levels in the prebiological palaeoatmosphere. - Nature; 296: 816-820, 2 Abb., 5 Taf.; London.
- (1983): Oxygen and ozone in the early Earth's atmosphere. - Prec. Res.; 20: 109-120, 4 Abb., 5 Taf.; Amsterdam.
- CAROZZI, A.V. (1960): Microscopic sedimentary petrography. - 485 S., 88 Abb.; New York (Wiley).
- CARVER, J.H. (1981): Prebiotic atmospheric oxygen levels. - Nature; 292: 136-138, 1 Abb.; London.
- CLEMMY, H. u. BADHAM, N. (1982): Oxygen in the Precambrian atmosphere: an evaluation of the geological evidence. - Geology; 10: 141-146; Boulder.
- CLOUD, P.E. (1977): Atmospheric and hydrospheric evolution of the primitive Earth. - In: G.J.H. Mac Call (ed.): The Archaean. - 29-36, 1 Abb., 1 Taf.; Strömsberg (Dowden, Hutchinson u. Ross).
- CRAMPTON, D. (1974): A note on the age of the Matsap Formation of the Northern Cape Province. - Trans. Geol. Soc. S. Afr.; 77: 71-72, 1 Abb., 1 Taf.; Johannesburg.
- CRERAR, D.A. u. BARNES, H.L. (1974): Deposition of deep-sea manganese nodules. - Geochim. Cosmochim. Acta; 38: 279-300, 4 Abb., 3 Taf.; Oxford.
- CRERAR, D.A., CORMICK, R.K. u. BARNES, H.L. (1980a): Geochemistry of manganese: an overview. - In: I.M. VARENTSOV u. G.Y. GRASSELLY (eds.): Geology and geochemistry of manganese I. - 293-333, 15 Abb., 4 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- CRERAR, D.A., FISCHER, A.G. u. PLAZA, C.L. (1980b): Metallogenium and biogenic deposition of manganese from Precambrian to recent time. - In: I.M. VARENTSOV u. G.Y. GRASSELLY (eds.): Geology and geochemistry of manganese III. - 285-303, 6 Abb., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- CVIJJIC, J. (1918): Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. - Revue Trav. Inst. Géogr. alpine; VI/4: 56 S., 26 Abb.; Grenoble.
- DAPPLES, E.C. (1967): Diagenesis of sandstones. - In: LARSON u. CHILINGAR (eds.): Diagenesis in sediments. - 91-127, 18 Abb., 1 Taf.; Amsterdam (Elsevier).

- DE VILLIERS, J. (1956): The manganese deposits of the Union of South Africa. - Symp. del Manganese: XX Congreso Geológico Internacional, Tomo II : 39-72, 6 Abb., 2 Taf.; Mexico.
- (1960): The manganese deposits of the Union of South Africa. - Handbook 2 of the Geological Survey. - 280 S., 35 Abb., 38 Taf., 24 Photos; Pretoria (Government Printer).
- DE VILLIERS, J.E. (1944): The origin of the iron and manganese deposits in the Postmasburg and Thabazimbi Areas. - Trans. Geol. Soc. S. Afr.; 47: 123-135, 2 Abb.; Johannesburg.
- (1983): The manganese deposits of Griqualand West, South Africa: Some mineralogical aspects. - Econ. Geol.; 78: 1108-1118, 2 Abb., 1 Taf.; New Haven.
- DE VILLIERS, P.R. u. HERBSTSTEIN, F.H. (1967): Distinction between two members of the braunite group. - Am. Min.; 52: 20-30, 3 Abb., 3 Taf.; Washington.
- (1970): The geology and mineralogy of the Kalahari Manganese-Field north of Sishen, Cape Province. - Mem. 59 of the Geol. Surv. S. Afr.: 84 S., 8 Abb., 27 Taf., 50 Photos; Pretoria.
- DIMROTH, E. u. KIMBERLEY, M.M. (1976): Precambrian atmospheric oxygen: evidence in the sedimentary distributions of carbon, sulfur, uranium and iron. - Canad. J. Earth Sci.; 13: 1161-1185, 21 Abb., 1 Taf.; Ottawa.
- DIMROTH, E. u. LICHTBLAU, A.P. (1978): Oxygen in the Archaean ocean: Comparison of ferric oxide crusts on Archaean and Cainozoic pillow basalts. - N. Jb. Miner. Abh.; 133: 1-22, 22 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- DORR II, J. VAN N. (1973): Iron formation and associated manganese in Brazil. - In: Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Proceedings of the Kiev Symposium 20.-25. Aug. 1970: 105-113, 1 Abb., 2 Taf.; Unesco (Paris) 1973.
- DUBINIA, G.A. (1980): The role of microorganisms in the formation of the recent lacustrine ores. - In: I.M.VARENTSOV u. G.Y.GRASSELLY (eds.): Geology and geochemistry of manganese III. - 305-326, 12 Abb., 1 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les Minéraux argileux dans la Diagenèse. Passage au Métamorphisme. - Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine; 29: 320 S., 109 Abb., 45 Taf., 2 Photoseiten; Strasbourg.
- (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review. - Sedimentology; 15: 281-346, 15 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.
- DU TOIT, A.L. (1933): The manganese deposits of Postmasburg, South Africa. - Econ. Geol.; 28: 95-122, 7 Abb.; New Haven.
- ENGELHARDT, W. VON (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. Sedimentpetrologie III. - 378 S., 133 Abb., 55 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des Illites sur leur cristallinité. - Bull. Centre Rech. Pau SNPA; 3/1: 147-153, 3 Abb.; Pau.

- FRENZEL, G. (1980): The manganese ore minerals. - In: I.M.VARENTSOV u. G.Y.GRASSELLY (eds.): Geology and geochemistry of manganese I. - 25-157, 83 Abb., 65 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FREY, M. (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. - *Sedimentology*; 15: 261-279, 10 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.
- FÜCHTBAUER, H. u. MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine II. 3. Aufl. - 784 S., 341 Abb., 70 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GINSBURG, I.I. (1966): Karst und Erzbildung. - *Zeitsch. f. Angew. Geol.*; 12/2: 67-71; Berlin.
- GLASBY, G.P. (1977): Marine manganese deposits. - X+523 S., Abb., Taf.; Amsterdam.
- GRANDSTAFF, D.E. (1976): A kinetic study of the dissolution of uraninite. - *Econ. Geol.*; 71: 1493-1506, 5 Abb.; New Haven.
- (1980): Origin of uraniferous conglomerate at Elliot Lake, Canada and Witwatersrand, South Africa: Implications of oxygen in the Precambrian atmosphere. - *Prec. Res.*; 12: 349-373, 11 Abb., 2 Taf.; Amsterdam.
- HALL, A.L. (1926): The manganese deposits near Postmasburg, west of Kimberley. - *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*; 29: 17-46, 5 Abb., 9 Taf.; Johannesburg.
- HOLLAND, H.D. (1972): The geologic history of sea water - an attempt to solve the problem. - *Geochim. Cosmochim. Acta*; 36: 637-651, 8 Abb.; Oxford.
- (1973): The oceans: a possible source of iron in iron formations. - *Econ. Geol.*; 68: 1169-1172; New Haven.
 - (1976): The evolution of sea water. - In: B.F.WINDLEY (ed.): The early history of the Earth. - 559-567, 6 Abb., 1 Taf.; New York.
- ILLIES, H. (1949): Über die erdgeschichtliche Bedeutung der Konkretionen. - *Z. dt. geol. Ges.*; 101: 95-98; Hannover.
- KAISER, E. (1931): Zur Frage der Entstehung der Manganerzlagerstätten von Postmasburg in Griqualand West, Südafrika. - *N. Jb. Min. Beil. Bd.*; 64a: 727-737, 1 Abb.; Stuttgart.
- CASTING, J.F. u. WALKER, J.C.G. (1981): Limits on oxygen concentration in the prebiological atmosphere and the rate of abiotic fixation of nitrogen. - *J. Geophys. Res.*; 86: 1147-1158; 11 Abb., 2 Taf.; Washington.
- KEAYS, R.R. u. SCOTT, R.B. (1976): Implications for basalts as source rocks for gold mineralization. - *Econ. Geol.*; 71: 705-720, 4 Abb., 4 Taf.; New Haven.
- KLEYNHANS, E.P.J. (1979): The geology of an area around Warrenton (N.Cape) with special reference to the vulcanology and geochemistry of the Ventersdorp Supergroup. - Unveröff. Dipl. Arbeit Bloemfontein. - 214 S., Abb.; Bloemfontein (Oranje Free-state).
- KNAUTH, L.P. u. EPSTEIN, S. (1976): Hydrogen and oxygen isotope ratios

- in cherts. - *Geochim. Cosmochim. Acta*; 40: 1095-1108, 11 Abb., 2Taf.; Oxford.
- KOSSOVSKAYA, A.G. u. SHUTOV, V.D. (1970): Main aspects of the epigenesis problem. - *Sedimentology*; 15: 11-40, 1 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.
- KRAUSKOPF, K.B. (1957): Separation of manganese from iron in sedimentary processes. - *Geochim. Cosmochim. Acta*; 12: 61-84, 4 Abb., 2 Taf.; Oxford.
- KUBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l' Illite. - *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*; 2/2: 385-397, 4 Abb.; Pau.
- KUPFERBERGER, W. BOARDMAN, L.G. u. BOSCH, P.R. (1956): New considerations concerning the manganese ore deposits in the Postmasburg and Kuruman areas, Northern Cape Province, Union of South Africa. - *Symp. del Manganese XX. Congreso Geol. Intern. Tomo II*: 73-87, 4 Abb.; Mexico.
- LEISEN, H. (i. Vorbereitung): Geologisch-tektonische Kartierung der Griqualand West und Olifantshoek Sequenz in der Nördlichen Kapprovinz, Republik Südafrika, auf der Grundlage von Landsat- MSS-Daten und terrestrisch-photogrammetrischen Aufnahmen. - Diss. Uni München.
- LELEU, M. (1966): Le Karst et ses incidentes métallogéniques. - *Sci. Terre*; 11(4): 385-413, 8 Abb., 1 Taf.; Nancy.
- (1969): Essai d'interprétation thermodynamique en métallogénie: les minéralisations karstiques du Laurium (Grèce). - *Bull. B.R.G.M. section II*; 4: 1-62, 44 Abb., 4 Phototaf.; Paris.
- LOWE, D.R. (1980): Stromatolites 3.400 Myr old from the Archaean of Western Australia. - *Nature*; 284: 441-443, 4Abb.; London.
- MAISONNEUVE, J. (1982): The composition of the Precambrian ocean waters. - *Sed. Geol.*; 31, 1-11, 1 Abb.; Amsterdam.
- MARCHANDISE, H. (1956): Contributions à l'étude des gisements de manganèse sédimentaire. - *XX. Intern. Geol. Congreso Mexico Tomo I*; 107-118, 2 Abb.; Mexico.
- MARSHALL, K.C. (1979): Biochemistry of manganese minerals. - In: P.A. TRUDINGER u. D.J. SWAINE (eds.): Biogeochemical cycling of mineral-forming elements. *Studies in environmental science*; 3: 253-289, 15 Abb., 4 Taf.; Amsterdam (Elsevier).
- MASON, B. (1944): The system of Fe_2O_3 - Mn_2O_3 : some comments on the names bixbyit, sitaparit and partridgeit. - *Am. Mineral.*; 29: 66-69; Washington.
- MAYNARD, J.B. (1983): Geochemistry of sedimentary ore deposits: Manganese: 121-145, 9 Abb., 10 Taf.; Berlin (Springer).
- MEL'NIK, Y.P. (1982): Conditions of deposition in the Precambrian Banded Iron Formations: 45-97, 36 Abb.; 7 Taf.; Amsterdam (Elsevier).
- MILLOT, G. (1970): Geology of clays. - 429 S., 85 Abb., 15 Taf.; Berlin (Springer).
- NAYAK, V.K. (1980): The manganese ores of Kajlidongri, District Ihabua, Madhya Pradesh, India. - In: I.M. VARENTSOV u. G.Y. GRASSELLY

- (eds.): *Geology and geochemistry of manganese II.* - 265-277, 10 Abb., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- NEL, L.T. (1929): *The geology of the Postmasburg manganese deposits and the surrounding country.* - 109 S., 11 Abb., 15 Taf., 12 Photos; Pretoria (Geological Survey).
- OSTWALD, J. (1980): *Aspects of the mineralogy, petrology and genesis of the Groote Eyland manganese ores.* In: I.M.VARENTSOV u. G.Y.GRASSELLY (eds.): *Geology and geochemistry of manganese II.* - 149-181, 29 Abb., 12 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- OWEN, T., BIEMANN, K., RUSHNEK, D.R., BILLER, J.E., HOWARTH, D.W. u. LA-FLEUR, A.L. (1977): *The composition of the atmosphere at the surface of Mars.* - *J. Geophys. Res.*; 82: 4635-4639, 3 Abb., 2 Taf.; Washington.
- OWEN, T. u. CESS, R.D. (1979): *Enhanced CO₂-greenhouse to compensate for reduced solar luminosity on early Earth.* - *Nature*; 277: 640-641, 1 Taf.; London.
- PIERUCCINI, R. (1956): *Qualche considerazione sul comportamento geochimico del manganese.* - XX. Intern. Geol. Congreso Mexico Tomo I; 135-146, 1 Abb.; Mexico.
- PRASHNOWSKY, A.A. u. OBERLIES, F. (1972): *Über Lebenszeugnisse im Präkambrium Afrikas und Südamerikas.* - *Adv. in Org. Geochem.* 1971: 683-698, 14 Abb.; Braunschweig.
- RAMDOHR, P. (1975): *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.* (4. bearbeitete u. erweiterte Auflage) - 1277 S., 637 Abb.; Berlin (Akademie Verlag).
- RAMDOHR, P. u. STRUNZ, H. (1978): *Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie.* (16. überarbeitete u. erweiterte Auflage) - 876 S., 631 Abb.; Stuttgart (Enke).
- RIBEIRO FILHO, E. (1973): *Jacobsites from the Urundi Manganese District, Bahia (Brazil).* - *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Proceedings of the Kiev Symposium 20.-25.Aug.1970*; 41-48, 5 Abb., 4 Taf.; Unesco (Paris) 1973.
- RICHTER, M. (1933): *Geologie der Umgebung von Postmasburg (Westgriqualand) in Südafrika.* - *N. Jb. Min. Geol. Paläont. Beil. Bd.*; 69B: 397-449, 12 Abb., 6 Photos, 2 Karten; Stuttgart.
- ROGERS, A.W. (1906): *The Campbell Rand and Griquatown Series in Hay.* - *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*; IX: 1-9, 1 Abb., 2 Taf.; Johannesburg.
- ROY, S. (1968): *Mineralogy of the different genetic types of manganese deposits.* - *Econ. Geol.*; 63: 760-786, 4 Abb., 10 Taf.; New Haven.
- (1976): *Ancient manganese deposits.* - In: K.H.WOLF (ed.): *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits.* - 395-476, 20 Abb., 9 Taf.; Amsterdam (Elsevier).
 - (1980): *Genesis of sedimentary manganese formations: Processes and products in recent and older geological ages.* - In: I.M.VARENTSOV u. G.Y.GRASSELLY (eds.): *Geology and geochemistry of manganese II.* - 13-44, 3 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
 - (1981): *Manganese deposits.* - X+458 S., 123 Abb., 48 Taf.; London (Academic Press).

- RUBEY, W.W. (1964): Geologic history of sea water. - In: P.J. BRANCAZIO u. A.G.W. CAMERON (eds.): The origin and evolution of atmospheres and oceans. - 1-63, 4 Abb., 6 Taf.; New York (Wiley).
- SACS (South African Committee for Stratigraphy) (1980): Stratigraphy of South Africa, Handbook 8, Part 1 of the Department of Mineral and Energy Affairs. - XIX+690 S., Abb., Taf.; Pretoria (Government Printer).
- SALOP, L.J. (1983): Geological evolution of the Earth during the Precambrian. - 459 S., 78 Abb.; Berlin (Springer).
- SCHIDLowski, M. (1971): Probleme der atmosphärischen Evolution im Präkambrium. - Geol. Rdsch.; 60/4: 1351-1384, 13 Abb.; Stuttgart.
- (1976): Archaean atmosphere and evolution of the terrestrial oxygen budget. - In: B.F. WINDLEY (ed.): The early history of the Earth. - 525-535, 5 Abb.; London (Wiley).
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1931): Mineralbestand und Gefüge der Manganerze von Postmasburg (Griqualand-West), Südafrika. - N. Jb. Min. Beil. Bd.; 64 A: 701-726, 17 Abb.; Stuttgart.
- SCHRÖCKE, H. u. WEINER, K.L. (1981): Mineralogie. - 952 S., 564 Abb.; Berlin (de Gruyter).
- SCHÜLLER, A. (1954): Die Eigenschaften der Minerale II. - 602 S., 49 Abb.; Berlin (Akademie Verlag).
- SCHÜTT, CH. (1979): Untersuchungen zur quantitativen und qualitativen Mikroflora von Manganknollen aus dem zentralen Pazifik sowie zur Bedeutung Mangan-(II)-fällender Bakterien für ihre Genese. - 116 S., 8 Abb., 23 Tab.; Freiburg (Hochschulverlag).
- SCHULZ, O. (1982): Karst or thermal mineralizations interpreted in the light of sedimentary ore fabrics. - In: C.G. AMSTUTZ u. A. EL GORESY (eds.): Ore genesis - The state of the art. - 108-117, 6 Abb.; Berlin (Springer).
- SCHWEISFURTH, R., JUNG, W. u. GUNDLACH, H. (1980): Manganese-oxidizing microorganisms and their importance for the genesis of manganese ore deposits. - In: I.M. VARENTSOV u. G.Y. GRASSELLY (eds.): Geology and geochemistry of manganese III. - 279-283, 1 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SERDYUCHENKO, D.P. (1980): Precambrian biogenic-sedimentary manganese deposits. - In: I.M. VARENTSOV u. G.Y. GRASSELLY (eds.): Geology and geochemistry of manganese II. - 61-85, 5 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SHIMIZU, M. (1979): An evolutionary model of the terrestrial atmosphere from a comparative planetological view. - Prec. Res.; 9: 311-324, 1 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.
- SÖHNGE, P.G. (1977): Timing aspects of the manganese deposits of the Northern Cape Province (South Africa). - In: D.D. KLEMM u. H.J. SCHNEIDER (eds.): Time and strata-bound ore deposits. - 115-122, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin (Springer).
- STUMM, W. u. MORGAN, J.J. (1981): Aquatic chemistry. - XIV+780 S., Abb., Taf.; New York (Wiley).
- SWEETING, M.M. (1972): Karst landforms. - 362 S., 127 Abb., 57 Photos; London (Macmillan).

- THIEL, G.A. (1925): Manganese precipitated by microorganisms. - *Econ. Geol.*; XX: 301-310, 2 Abb.; New Haven.
- TOWE, K.M. (1978): Early Precambrian oxygen : a case against photosynthesis. - *Nature*; 274: 657-661; London.
- (1983): Precambrian atmospheric oxygen and banded iron formations: a delayed ocean model. - *Prec. Res.*; 20: 161-170; Amsterdam.
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale Teil 2 (2.Auflage). - XII+822 S., 259 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- TRUTER, F.C., WASSERSTEIN, B., BOTHA, P.R., VISSER, D.J.L., BOARDMAN, L.G. u. PAVER, G.L. (1938): The geology and mineral deposits of the Olifantshoek area, Cape Province. - *Expl. Sheet*; 173, *Geol. Surv. S. Afr.*; Pretoria.
- VAN NIEKERK, C.B. u. BURGER, A.J. (1964): The age of the Ventersdorp System. - *S. Afr. Geol. Surv. Ann.*; 3: 75-86, 2 Abb., 3 Taf.; Pretoria.
- VEIZER, J. (1978): Secular variation in the composition of the sedimentary carbonate rocks II: Fe, Mn, Ca, Mg, Si and minor constituents. - *Prec. Res.*; 6: 381-413, 18 Abb., 3 Taf.; Amsterdam.
- VEIZER, J. u. GARETT, D.E. (1978): Secular variations in composition of carbonate rocks I: alcalimetals. - *Prec. Res.*; 6: 367-380, 6 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.
- VEIZER, J., COMPSTON, W., HOEFS, J. u. NIELSEN, H. (1982): Mantle buffering of the early oceans. - *Naturwiss.*; 69: 173-180, 4 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- VISSER, D.J.L. (1944): Stratigraphic features and tectonics of portions of Bechuanaland and Griqualand West. - *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*; 47: 197-254, 12 Abb.; Johannesburg.
- (1954): Deposits of manganese ore on Rooinekke and neighbouring farms, District Hay. - *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*; 57: 61-75, 1 Abb., 1 Taf.; Johannesburg.
- WALKER, J.C.G. (1976): Implications for atmospheric evolution of the inhomogenous accretion model of the origin of the Earth. - In: B.F. Windley (ed.): *The early history of the Earth*. - 535-546, 1 Abb., 2 Taf.; London (Wiley).
- (1982): The earliest atmosphere of the Earth. - *Prec. Res.*; 17: 147-171, 1 Taf.; Amsterdam.
- WALKER, J.C.G., HAYS, P.B. u. KASTING, J.F. (1981): A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. - *J. Geophys. Res.*; 86: 9776-9782, 2 Abb., 1 Taf.; Washington.
- WALTER, M.R., BUICK, R. u. DUNLOP, J.S.R. (1980): Stromatolites 3400 - 3500 Myr old from the North Pole area, Western Australia. - *Nature*; 284: 443-445, 4 Abb.; London.
- WINKLER, H.G.F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. - VIII + 218 S., 38 Abb., 13 Taf.; Berlin (Springer).
- ZIMMERMANN, R.A. u. AMSTUTZ, G.C. (1964): Small scale sedimentary fea-

tures in the Arkansas Barite District. - In: G.C.AMSTUTZ (ed.): Developments in sedimentology vol. 2: Sedimentology and ore genesis. - 157-163, 7 Abb.; Amsterdam (Elsevier).

ZUFFARDI, P. (1976): Karst and economic deposits. - In: K.H.WOLF (ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits vol 3. - 175-212, 16 Abb., 2 Taf.; Amsterdam (Elsevier).

LEBENS LAUF:

Name: Esther von Plehwe-Leisen
Geboren am: 7.8.1953
Geburtsort: Bensheim/Bergstraße
Eltern: Dr. med. Joachim von Plehwe
Dr. med. Irmgard von Plehwe
Familienstand: verheiratet, zwei Kinder

Schulbildung: 1960 - 1964 Volksschule Günterstal bei Freiburg/Brsg.
1964 - 1967 Humanistisches Berthold-Gymnasium/Freiburg
1967 - 1972 Neusprachlich-naturwissenschaftliches
Kepler-Gymnasium/Freiburg
1972 Reifeprüfung

Studium: 1972 - 1975 Studium der Geologie an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg
1975 - 1979 Studium der Geologie an der Ludwig-Maximilians-Universität München
1979 Diplom in Geologie
seit 1980 wissenschaftliche Mitarbeiterin im Forschungsprogramm: Eisen-Manganlagerstätten/Südafrika der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter Leitung von Prof. Dr. D.D. Klemm

